

А. Н. НУРЛЫБАЕВ

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ
КАЗАХСТАНА
И ИХ ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА

А. Н. НУРЛЫБАЕВ

ЩЕЛОЧНЫЕ
ПОРОДЫ КАЗАХСТАНА
И ИХ ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ



Издательство «Наука» Казахской ССР
АЛМА-АТА · 1973

УДК 552.33+553(574)

В книге приводятся новейшие данные по геологии и петрологии щелочных горных пород вообще и нефелиновых руд Казахстана в частности, рассматриваются геолого-структурное положение, петрография и генезис щелочных пород. На основе геолого-петрологических и технико-экономических исследований доказывается эффективность промышленного освоения в будущем нефелиновых руд Казахской ССР как весьма ценного и комплексного рудо-минерального сырья. На многих щелочных массивах Казахстана выявлены и предварительно оценены крупные промышленные запасы нефелина, полевых шпатов, слюды (вермикулит, флогопита, либнерита и гидрослюд), апатита, железных руд и калиевого сырья. На их базе вполне возможна организация промышленного комплекса с выпуском более 50 различных видов важнейшей продукции — от алюминия, кремния, натрия, калия, удобрений и редких металлов до стекольно-керамических и строительных материалов (цемент, минеральная вата и т. д.).

Книга по своей новизне и оригинальности научных выводов и практических предложений является первой обобщающей сводкой по нефелиновым рудам Казахстана, поэтому она в равной мере будет интересна как для специалистов промышленности, строительства, так и сельского хозяйства.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, петрологов, металлургов, химиков, технологов и обогатителей, экономистов и проектировщиков, строителей и агрономов, а также на других специалистов народного хозяйства, интересующихся вопросами комплексного использования рудо-минерального сырья.

Илл. 70, табл. 38, библи. 284.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
профессор О. А. ВОРОВЬЕВА

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая работа является первой монографической сводкой по щелочным породам Казахстана. В ней содержатся новейшие сведения по геологии, петрографии и геохимии этих пород, а также по полезным ископаемым, связанным с ними. Впервые установлены вулканоплутоническая природа и зонально-кольцевая морфология многих щелочных комплексов и массивов. Показаны условия их образования и петрогенезис, закономерности распределения по тектоно-магматическим этапам и регионально-структурным зонам щелочных комплексов, в основном нефелин-сиенитовых и нефелин-лейцитовых магматитов.

Щелочные породы — главный источник многих рудных элементов, нефелинового, фарфорового, полевошпатового и других видов ценного сырья, имеющих огромное народнохозяйственное значение. Кроме того, они представляют большой теоретический интерес, и прежде всего их положение в ряду магматических образований, сложный петрографический и минералогический состав, генезис.

С целью расширения сырьевой базы алюминиевой промышленности республики еще в 1956—1958 гг. нами совместно с В. К. Моничем (1959а, 1959б) была выдвинута проблема изучения нефелиновых руд в качестве глиноземного и комплексного сырья.

В результате многолетних исследований (1956—1971 гг.) впервые для Казахстана автором обобщены накопленные геологические, петрографические и минералого-геохимические материалы по щелочному магматизму, сделана попытка расчленения щелочных комплексов на три самостоятельные формации — альгранитовую (щелочногранитоидную), альбазитовую (щелочно-основную) и альгипербазитовую (щелочно-ультраосновную) с присущими для каждой из них геолого-структурными, петрологическими, минералого-геохимическими особенностями.

Одним из основных итогов данной работы являются детальные геологические и структурно-петрографические карты более двадцати щелочных массивов Казахстана, установление взаимоотношений между всеми группами геологических образований — от вмещающих метаморфических, осадочных и эффузивных пород до нефелин-сиенитовых интрузий и самых поздних гидротермальных прожилков. Кроме того, важнейшим результатом проведенных исследований можно считать выявление огромных запасов нефелинового, полевошпатового, вермикулитового и других видов ископаемого сырья на площади две-

надцати щелочных массивов республики. Была произведена перспективная геолого-экономическая оценка нефелин-полевошпатовых руд как комплексного сырья металлургической, химической и строительной индустрии. Возможность широкого использования нефелин-лейцитовых руд в различных отраслях промышленности подтверждена также технологическими исследованиями, выполненными многочисленными организациями Казахстана и Союза. По наиболее перспективным нефелин-лейцитовым и полевошпатовым месторождениям Казахстана автором даны достаточно обоснованные рекомендации и предложения, направленные на быстрейшее народнохозяйственное их освоение.

В основу монографии положены результаты многолетних полевых наблюдений автора, обследовавшего свыше 100 щелочных массивов и детально изучившего около 30 из них (рис. 1).

При выполнении настоящей работы исследовано свыше 10 000 шлифов, сделано около 300 количественно-минералогических и гранулометрических анализов, произведено свыше 1500 замеров оптических констант минералов, проанализировано около 1000 протоочных проб на порообразующие и акцессорные минералы, выполнено около 600 полных и 1500 сокращенных (на 4—5 компонентов) силикатных анализов и свыше 10 000 спектральных анализов горных пород. Итоги химических и спектральных определений горных пород математически обработаны в вычислительном центре Института математики АН КазССР на счетной машине БЭСМ-2М. В книге использованы данные более двухсот определений абсолютного возраста (из них 50 проб автора), преимущественно по биотитам и реже по валовым пробам.

В процессе полевых и камеральных работ исследовались различные виды полезных ископаемых, связанных со щелочными породами. Технологическое изучение нефелинового сырья как источника алюминия, щелочей, щелочных металлов, стекла, минеральной ваты и цемента проводилось в основном по материалам автора и экспедиций Министерства геологии КазССР в лабораториях Института металлургии и обогащения (ИМО), в Химико-металлургическом институте АН КазССР (ХМИ), ГИРЕДМЕТе, ВАМИ и КазНИИМСе. С целью получения высококачественных полевошпатовых концентратов из рудряда нефелин-лейцитовых месторождений Казахстана под руководством и при непосредственном участии автора исследовано более 30 технологических проб и разработана принципиальная схема обогащения нефелиновых и лейцитовых пород.

Графические материалы — геологические и структурно-петрографические карты, диаграммы, схемы, микро- и макрофото образцов и шлифов оформлены в секторе подсобно-камеральных работ Ордена Трудового Красного Знамени Института геологических наук им. К. И. Сатпаева под руководством Г. Е. Балашова; силикатные анализы пород и минералов выполнены в химлаборатории ИГН (Р. Ш. Шарипов), а спектральные анализы — в секторе физико-химических исследований (С. К. Калинин, Э. М. Файн, В. Д. Марзуванов). Определение абсолютного возраста пород и минералов проведено А. И. Ивановым и др.

В настоящей работе, кроме непосредственных материалов автора, использованы данные А. А. Абдулина, А. Т. Бекботаева, А. Г. Панченко (ИГН АН КазССР), И. А. Ефимова, О. Ф. Кроля, Ю. А. Садовского и др. (КазНИИМС), А. В. Волошина, М. А. Кальменова, Н. А. Севрюгина, Г. М. Тетерева и др. (МГ КазССР), Т. В. Билибиной, Е. К. Карповой, Н. П. Михайлова и др. (ВСЕГЕИ), А. А. Лебедева-Зиновьева (ВИМС) и др.

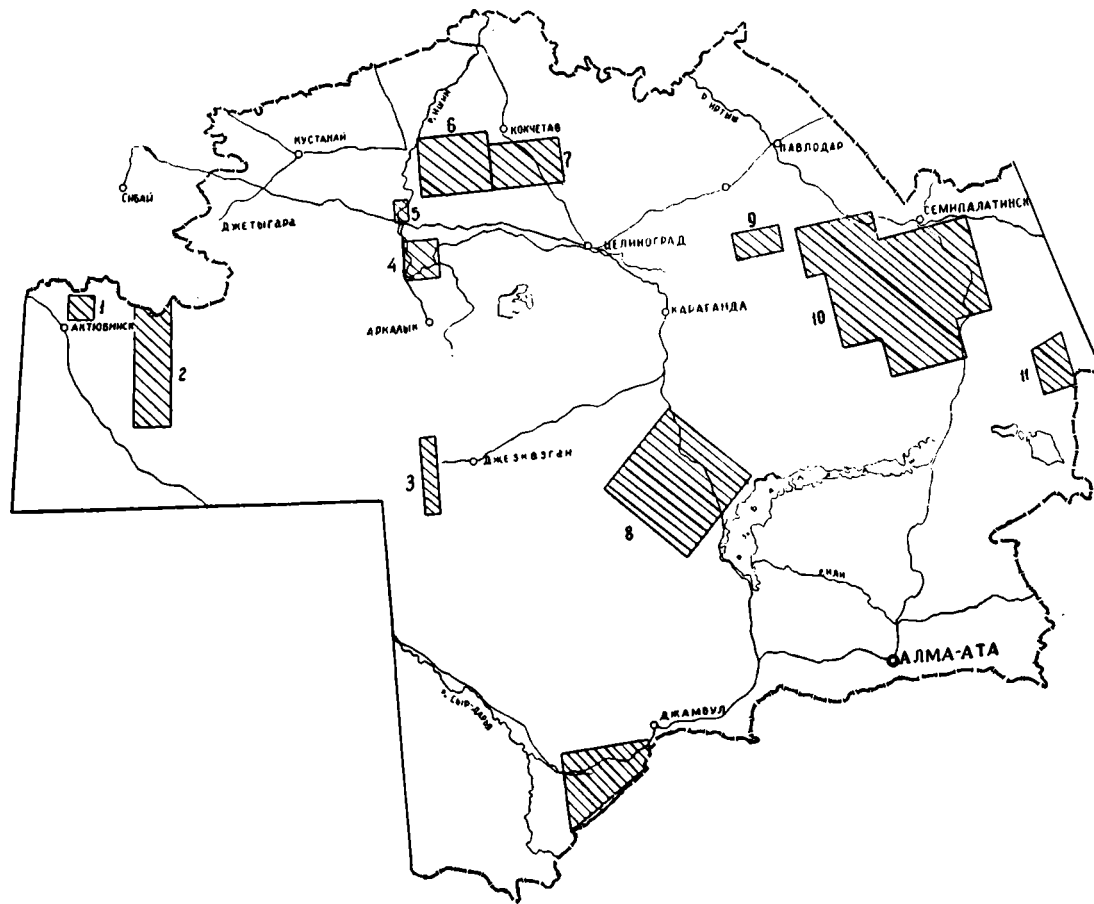


Рис. 1. Обзорная карта расположения щелочных пород Казахстана. Комплексы: 1 — шаншарский; 2 — борсыксайский; 3 — актасский; 4 — ишимский; 5 — коньурсуйский; 6 — красномайский; 7 — жанаталапский; 8 — шумекский; 9 — ащисуйский; 10 — тобыктинский; 11 — аксуатский; 12 — аксу-бадамский.

Пользуясь случаем, автор выражает глубокую благодарность академику Ю. А. Кузнецову, академикам АН КазССР И. И. Боку и Ш. Е. Есенову за помощь при выполнении исследований; академикам АН КазССР А. К. Каюпову, Е. Д. Шлыгину и Г. Н. Щербе, доктору геолого-минералогических наук А. А. Абдулину, кандидату геолого-минералогических наук Т. Ч. Чолпанкулову за полезные советы и консультации; докторам геолого-минералогических наук Е. К. Анкинович и И. П. Новохатскому за большое внимание к работе и полезную критику, профессору В. К. Моничу за ценные советы при выполнении полевых исследований. Автор особенно признателен доктору геолого-минералогических наук профессору О. А. Воробьевой за большую помощь при подготовке к изданию настоящей книги.

Постоянным помощником автора в изучении щелочных пород Казахстана являлась кандидат геолого-минералогических наук А. Г. Панченко, за что автор выражает ей искреннюю благодарность. Автор весьма признателен также сотрудникам сектора петрологии ИГН им. К. И. Сатпаева АН КазССР Т. О. Сыздыкову и другим за помощь при оформлении монографии.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В настоящей монографии в качестве основной классификационной единицы принята магматическая формация в понимании Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1888), но в свете новых представлений О. А. Воробьевой (1960—1969), Ю. А. Кузнецова (1963—1970), Ю. М. Шейнмана, Ф. Р. Апельцина, Е. А. Нечаевой (1961) и многих других петрографов.

Понятие «магматическая формация» употребляется автором как классификационная категория, обобщающая главные геолого-структурные, петрологические, геохимические и минерагенетические черты, присущие относящимся к ней магматическим комплексам, т. е. конкретным природным ассоциациям изверженных горных пород, тесно связанным между собой парагенетическими отношениями, близким друг к другу по времени и по геологическим условиям образования. Комплексы могут быть разновозрастными и располагаться в различных, но обязательно однотипных геологических структурах, сформировавшихся в одинаковых и типичных для одной стадии тектоно-магматического цикла тектонических условиях. Отдельные щелочные комплексы, являющиеся конкретными выражениями соответствующей магматической формации в условиях определенного региона, а также времени, нередко характеризуются специфическими второстепенными признаками, которые при классификации магматических формаций здесь не учитываются. При систематике щелочных магматических формаций Казахстана принимались во внимание лишь главные устойчивые признаки, закономерно повторяющиеся в разновозрастных магматических комплексах, локализованных в различных структурно-формационных зонах. Затем выделяются комплексы и специфические ряды пород (обычно натровый, калиевый и калинатровый).

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА КАЗАХСТАНА

Огромная территория (2850 тыс. км²) Казахстана представляет собой участок земной коры с четко выраженным контрастным геологическим строением. Здесь развиты древние (Восточно-Европейская) и молодые (Скифско-Туранская) платформы, области докембрийской и палеозойской складчатости, более поздней регенерации и, наконец, области проявления альпийской тектоники.

Современная схема геологического районирования обширной территории республики отражает взгляды на ее тектоническую структуру А. Л. Архангельского, Н. Г. Кассина, Н. С. Шатского, А. Л. Яншина, К. И. Сатпаева, М. П. Русакова, И. С. Яговкина, Е. Д. Шлыгина, Г. Н. Щербы, А. А. Богданова, Б. И. Борсук, В. Ф. Беспалова, Р. А. Борукаева, М. В. Муратова, В. Е. Хайна, В. П. Нехорошева, А. Е. Михайлова и других геологов.

Для выяснения связи щелочного магматизма с тектоникой во времени и пространстве мы воспользовались схемой геотектонического районирования Казахстана, составленной Е. Д. и А. Е. Шлыгиными в 1964 г. Здесь ими выделены следующие тектонические системы: Уральская, Казахская и Алтайская складчатые области, система Центральных и Северных дуг Средней Азии.

Уральская складчатая система (Мугоджары): 1) площади устойчивой каледонской консолидации — Мугоджарский срединный массив; 2) площади раннегерцинской устойчивой консолидации — зоны Уралтауского антиклинория и Магнитогорского синклинория; 3) позднегерцинские прогибы на площадях герцинской стабилизации — Предуральский краевой прогиб.

Казахская складчатая система: 1) площади докембрийской консолидации — Кокшетауский срединный массив; 2) площади устойчивой каледонской консолидации — Улутауский, Карсакпайский срединные массивы; 3) площади неустойчивой каледонской консолидации — антиклинории Чуйский, Атасу-Моингинский, Тектурмасский, Ереметауский, Майкаинский, Акшатау-Чингизский, Итмурундинский и др.; 4) площади раннегерцинской консолидации — Джунгаро-Балхашская и Зайсанская остаточные геосинклинали; 5) позднегерцинские наложенные прогибы на площадях устойчивой консолидации: Чуйский, Джекказганский, Тенизский, Карагандинский и др.

Алтайская складчатая система: 1) площади устойчивой консолидации — Горный Алтай; 2) площади неустойчивой каледонской консолидации — Рудный Алтай; 3) площади раннегерцинской неустойчивой консолидации — Калбинская зона Обь-Зайсанского синклинория.

Система Центральных и Северных дуг Средней Азии: 1) площади устойчивой каледонской консолидации — Северные дуги Тянь-Шаня; 2) площади устойчивой раннегерцинской консолидации — Центральные дуги.

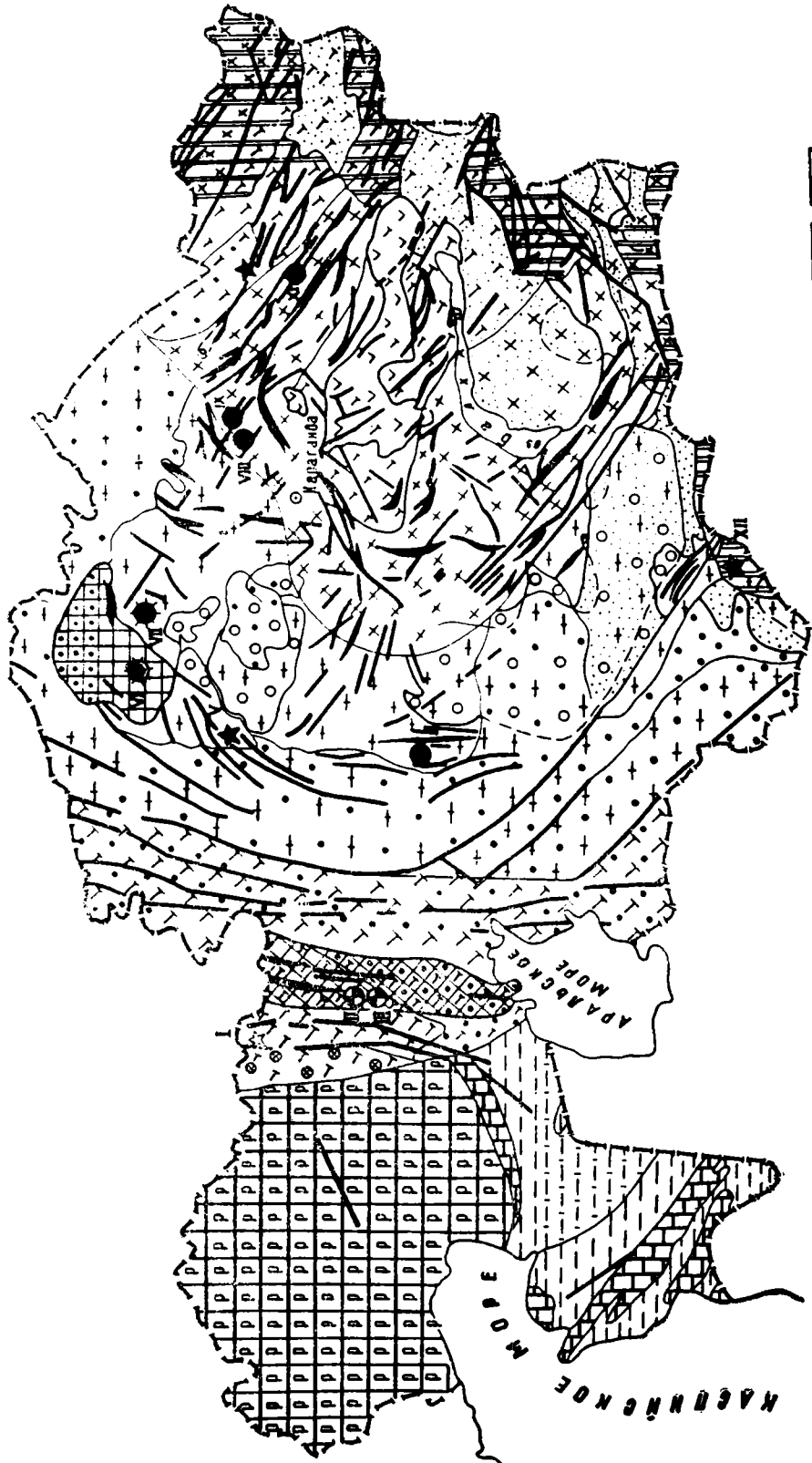
Сложность геологического строения и тектоники Казахстана обусловлена многообразным проявлением магматической деятельности от докембрия до кайнозоя включительно. Особенно полно и разнообразно представлен магматизм в палеозойской истории. Здесь выделяются два тектоно-магматических цикла: каледонский — от позднего протерозоя до среднего девона (продолжительность около

250 млн. лет) и герцинский — от силура до поздней перми (около 180 млн. лет).

Щелочные породы, являющиеся основным объектом исследования в настоящей работе, сопровождают как каледонский, так и герцинский тектоно-магматические циклы. Докембрийские и мезозой-кайнозойские щелочные комплексы (они обнаружены в Мугоджарах, Тургае, Восточном и Южном Казахстане) специально не изучались. Щелочные породы фиксируются почти во всех крупных региональных структурах Казахстана (рис. 2). Очень часто они составляют незначительные по объему части (0,1—10%) соответствующих магматических формаций и комплексов нормальных щелочноземельных серий. Однако встречаются и собственные щелочные комплексы, и массивы, занимающие около 10% площади всех изверженных горных пород. Среди щелочных образований наибольший интерес вызывают нефелин-сиенитовые и нефелин-лейцитовые породы, слагающие около 30 вулканоплутонов (включая субвулканы) или массивов различной величины, а с учетом щелочногранитных интрузивов общее количество их достигает двухсот. Эту обширную щелочную петрографическую провинцию автор счел возможным назвать «Кипчако-Сакской». Щелочные нефелин-сиенитовые и нефелин-лейцитовые породы, слагающие ее, в основном связаны с двумя типами магматизма — базальтоидным (симитическим — комплексы и массивы альгипербазитовой и альбазитовой формации) и гранитоидным (сиалическим — комплексы и массивы альгранитовой формации).

В тектоническом отношении щелочные комплексы альгипербазитовой формации Казахстана приурочены к зонам докембрийской консолидации, альбазитовые массивы — к площади каледонской, а альгранитовые комплексы — в основном к областям герцинской и реже каледонской стабилизации. Проявления щелочного магматизма альгипербазитовой формации обусловлены тектонической активизацией древних срединных массивов (Улутау, Карсакпай и особенно Кокшетауская глыба) в нижнем палеозое (Ст₁₋₂—О). Основными факторами, определяющими области концентрации массивов этой формации, являются глубинные разломы, расположенные по окраинам Кокшетауской глыбы вблизи границы с Калмаккольской и Восточно-Кокшетауской геосинклиналями. Эти зоны представляют собой подвижные активизированные участки Кокшетауской глыбы (щита), в которых довольно четко проявились колебательные движения различной интенсивности, подтверждаемые рядом особенностей геологического развития. Для этой области характерна многократная смена процессов осадконакопления и размыва, вызванная влиянием глубоких расколов и вулканоплутонической деятельности, протекающей в условиях контрастных колебательных движений. С альгипербазитовой формацией, свойственной исключительно платформенным областям (Карело-Кольская область, Сибирская платформа, Юго-Западная Африка), нередко генетически связаны проявления карбонатитов с редкими металлами и кимберлитов с алмазами. В этом отношении Кокшетауская глыба является чрезвычайно благоприятной структурой, в пределах которой альгипербазитовая формация представлена красномайским и жанаталапским комплексами. К красномайскому комплексу относятся альгипербазитовые интрузивы Красный Май, Барчинский, Северо-Барчинский, Шагалинский, Дубровский, Чкаловский и другие; к жанаталапскому — массивы Жанаталап, Котрколь, Щучинский и другие (табл. 1).

На площади Южно-Тургайской глыбы и Жаркайнагашского антиклинория расположены щелочные массивы жаркайнагашского маг-



88

матического комплекса, который включает Кенталдысайский, Пятигорский, Кенский и другие массивы. К этой же формации можно отнести альгипербазитовые массивы Улутауского, Северо-Мугодзарского, Экибастуз-Майкаинского, Тектурмасского, Чу-Илийского, Чарского и других антиклинорий Казахстана.

Щелочные массивы альбазитовой формации Казахстана приурочены как к областям каледонской (шаншарский, ишимский и коньрсуйский комплексы), так и герцинской (семеятауский, аксу-бадамский комплексы) консолидации. Характерным примером наиболее раннего проявления постконсолидационного магматизма в каледонидах может служить ишимский щелочной магматический комплекс Жаркаинагашской зоны раннекаледонской стабилизации. Почти в таких же геологических условиях находятся и эффузивно-интрузивные породы коньрсуйского комплекса, являющегося северным продолжением ишимского. Формирование ишимского и коньрсуйского комплексов происходило в тектонических условиях, когда возникли сложные системы взбросо-надвиговых дизъюнктивов, местами усложненных кольцевыми и радиальными трещинами.

Альбазитовые массивы аксу-бадамского комплекса (Западно-Таласский; Карпова, 1957) в Таласском Алатау локализованы на площади герцинской складчатой области и связаны с послегеосинклинальным периодом ее развития. Внедрения и излияния альбазитовых магм происходили в зоне тектонического контакта каледонид и герцинид Тянь-Шаня, а также в зоне широкого развития дизъюнктивных нарушений. Основным из них является Таласо-Ферганский глубинный разлом, к которому причленяются системы субширотных разрывов, определяющих размещение цепочек щелочных интрузий и вулканотектонических структур.

Альбазитовые (?) породы семеятауского¹ комплекса приурочены к площади герцинской консолидации — Зайсанской геосинклинали (превращенной в мезозое — кайнозое в молодую платформу). Формирование этого комплекса происходило в континентально-платформенных условиях при относительно спокойном тектоническом режиме,

¹ Семеятауский магматический комплекс условно отнесен нами к альбазитовой формации из-за калиевого типа химизма, с одной стороны, и наличия трахибазальтов, латитовых порфиринов, эосекситов и монзонитов — с другой, несмотря на их небольшой объем в общей массе.

Рис. 2. Геолого-тектоническое положение щелочных пород Казахстана. Русская платформа: 1 — допалеозойская платформа; 2 — позднегерцинский предгорный прогиб на палеозойской платформе; 3 — киммеро-альпийская впадина. Урал-Сибирский складчатый пояс: 4 — площади устойчивой каледонской консолидации; 5 — допалеозойский срединный массив, претерпевший каледонскую активизацию; 6 — площади неустойчивой каледонской консолидации; 7 — площади герцинской консолидации; 8 — допалеозойский — нижнепалеозойский срединный массив, претерпевший герцинскую активизацию; 9 — позднегерцинские орогенные впадины, выполненные осадочно-вулканогенными образованиями; 10 — позднегерцинские орогенные впадины, выполненные молассовыми терригенными образованиями; 11 — киммеро-альпийские синеклизы; 12 — киммеро-альпийские впадины орогенного типа; 13 — альпийские поднятия орогенного типа. Средиземноморский складчатый пояс: 14 — киммерийские поднятия; 15 — киммерийские прогибы; 16 — альпийские синеклизы; 17 — важнейшие разрывные нарушения; 18 — оси важнейших антиклинорий; 19 — границы между геологическими структурными элементами, вскрытые на поверхности; 20 — границы между геологическими структурными элементами, под чехлом более молодых образований; 21 — главные щелочные массивы альгипербазитовой формации; 22 — главные массивы альбазитовой формации; 23 — массивы альгранитовой формации.

периодически нарушаемом мощными пароксизмами, сопровождаемыми кальдерообразованием, трещинными излияниями и образованием субвулканических тел. Породы комплекса, являющиеся проявлением мезозойской активизации уже консолидированных структур, завершают позднегерцинский тектоно-магматический цикл Зайсанской эвгеосинклинали ($P_3—T_1$). Абсолютный возраст его по кали-аргоновому методу равен 230—260 млн. лет. Следовательно, щелочные комплексы альбазитовой формации существенно калиевого типа формируются в Казахстане в течение длительного отрезка времени — от среднего девона (шаншарский, ишимский, коньрсуйский комплексы) до среднего триаса (аксу-бадамский — P_1 , семейтауский — $P_3—J_1$), тогда как породы альгипербазитовой формации образуются в небольшой отрезок геологического времени (только в нижнем палеозое — 10—15 млн. лет). Общими для всех комплексов этой формации являются близкий тектонический режим, вулкано-плутонический характер магматитов, сложный состав слагающих их эффузивных и интрузивных пород и преимущественно калиевый тип химизма (лейцит-базальтовая и ортоклаз-базальтовая субформации).

Щелочные и нефелин-сиенитовые комплексы альгранитовой формации в Казахстане сосредоточены преимущественно в областях герцинской и каледонской консолидации и всегда приурочены к зонам более или менее древних, многократно обновлявшихся глубинных разломов. Зоны разломов, контролирующие размещение интрузий альгранитовой формации Казахстана, весьма протяженны (300—600 км) и часто ориентированы согласно с общей структурой региона (Мугоджары, Тургай, Улутау-Ишим-Кокшетауский, Чингиз-Тарбагатайский и другие регионы). Иногда альгранитовые интрузивы локализованы ближе к границам структурных ярусов, что отмечается на площадях Восточно-Мугоджарского (борсыксайский, кайрактинский и другие комплексы), Карсакпайского (актасский комплекс) и Чингиз-Тарбагатайского (ащисуйский, тобыктинский и другие комплексы) антиклинорий, но и здесь плутониты связаны с разломами, создавшими эту границу.

Щелочные массивы, размещающиеся в линейно-ориентированных зонах разломов, характеризуются трещинной, а на участках сочленения дизъюнктивов разных порядков и различного простирания — штокообразной и кольцевой (Борсыксайский, Карасорский, Карсакпайский, Абаевский и другие массивы) морфологией. В образовании альгранитовых магм, в определении условий их подъема, в формировании интрузий решающую роль играли тектонические факторы. Эти насыщенные щелочами магматические расплавы возникли в результате длительной дифференциации в поздние этапы развития магматических очагов и отличались повышенными концентрациями летучих компонентов (F , H_2O и CO_2). Образование альгранитовых интрузий происходило в основном в гипабиссальных и субвулканических условиях, о чем свидетельствуют небольшие размеры плутонических тел, широкое развитие в породах порфиридных структур, шлиров и миарол, а также сложный петрографический состав отдельных комплексов формации. Площадь распространения массивов альгранитовой формации составляет $\frac{2}{3}$ площади общей массы (≈ 30 тыс. км²) щелочных пород Казахстана.

В пределах развития альгранитовой формации Казахстана могут быть выделены три субформации: щелочногранитная, представленная преимущественно щелочными гранитоидами; миаскитовая, сложенная щелочными и нефелиновыми сиенитами, пуласкитами и другими породами; сложного состава (щелочносиенитовая), включающая ще-

лочноземельные граниты, щелочные сиениты, нефелиновые сиениты и завершающаяся внедрением небольших тел щелочных гранитов (табл. 16). Во всех трех субформациях щелочные разности резко подчиняются по объему распространения субщелочным и щелочноземельным типам формации. Время образования интрузий альгранитовой формации Казахстана, по нашему мнению, в основном герцинское (D_3-C_1, C_2-P_1). Породы формации прорывают различные по возрасту отложения — от докембрия до нижнего карбона (визе — намюр) включительно. Абсолютный возраст щелочных пород характеризуется цифрами 220—335 млн. лет (подробно об этом в главе IV).

В последующих главах (II—IV) приводится детальное геолого-петрографическое описание наиболее типичных представителей трех щелочных формаций Казахстана, в составе которых присутствуют нефелиновые и нефелин-лейцитовые породы, представляющие наибольший теоретический и практический интерес.

Г л а в а II

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ АЛЬГИПЕРБАЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ КАЗАХСТАНА

В альгипербазитовую формацию входят массивы жаркаинагашского, чарского, красномайского и жанаталапского магматических комплексов (табл. 1). В строении массивов альгипербазитовой формации принимают участие породы трех петрографических рядов: а) гипербазитового — дуниты, перидотиты, пикриты, пикрито-базальты и габбро-нориты; б) щелочного — биотитовые пироксениты, мельтейгиты, шонкиниты, малиньиты, ийолиты, уртиты, щелочные пегматиты, нефелиновые сиениты; в) карбонатитового, включающего пестрый в петрографическом отношении комплекс пород, начиная от биотит-пироксеновых и флогопитовых и кончая разнообразными по составу карбонатитами. Гипербазиты преобладают в массивах глубоких сечений (Златогорка и др.), которые неоднократно и детально изучались геологами Казахстана. Массивы средних глубин отличаются более сложным строением и наибольшим петрографическим разнообразием (Жанаталапская группа, Цуриковский, Новоселовский и др.). Близповерхностные интрузивы сложены главным образом щелочными породами при резком подчиненном развитии гипербазитов и широком распространении постмагматических образований — преимущественно слюдитов и карбонатитов (красномайский комплекс). Заключают этап формирования щелочно-ультраосновной формации дайки оливиновых габбро, эссексит-порфиринов, габбро-диабазов, щелочных и нефелиновых сиенитов.

Субвулканы альгипербазитовой формации представлены силами щелочно-ультраосновного и щелочно-основного состава, залегающими среди вулканогенно-осадочных и эффузивных образований ордовика.

Есть основания полагать, что штоки и силлы долеритов, центральные интрузии альгипербазитовых пород Кокшетауской глыбы, а также многие изолированные тела гипербазитов с кольцевым и полукольцевым строением относятся скорее к субвулканическим фациям, имевшим временами связь с дневной поверхностью, т. е. оказываются как бы корнями древних вулканов, а следовательно, образованиями,

Характерные щелочные комплексы и массивы альгипербазитовой формации Казахстана

Субформация	Комплекс и абсолютный возраст	Характерный массив	Главный тип щелочных пород	Геотектоническое положение	
Щелочно-ультраосновная (сложных центральных вулканоплутонов)	Красномайский, 300—560 (каталог, 1970)	Шагалинский, Красномайский, Барчинский и др.	Оливиниты, перидотиты, биотитовые перидотиты, пироксениты щелочные и апатитовые, святоноситы, малиниты, сиениты, щелочные и нефелиновые сиениты, сиенит-порфиры	Сводовая часть Кокшетауского антиклинория. Интрузивы приурочены к региональному разлому северо-западного и северо-восточного (и радиально-кольцевого) направления, проходящему на стыке двух протерозойских разновозрастных толщ. Пограничные зоны глыбы с синклиниями	
Карбонатитовая			Карбонатиты		
Кимберлитовая			Кимберлитовые трубки (?), дайки и жилы		
Щелочно-ультраосновная	Жанатагальский	Жанатагальский, Коткрюльский, Токтыаульский, Щучинский и др. (15—20 тел.)	Перидотиты, пикриты, пироксениты; ийолиты-мельтейгиты, эссекситы, щелочные и нефелиновые (?) сиениты с апатитом, трахибазальты, пикрито-базальты, оливиновые тейфриты, трахидолериты и др.	Северо-восточная окраина Кокшетауской глыбы, границы между докембрием и нижним палеозоем (связаны с кольцевыми и радиальными разломами вокруг Боровского гранитного массива)	
Карбонатитовая			Отдельные тела в районе озер Текеколь и Большое Чебацье		Карбонатиты доломитовые и кальцитовые
Кимберлитовая					Кимберлитовые трубки, дайки и жилы
Щелочно-ультраосновная	Жаркаинагашский	Шолаксандынский, Пятигорский, Шинсайский и др.	Трахибазальты, пикрито-базальты, пироксениты, габбро, эссекситы, мондониты, сиениты, щелочные сиениты, нефелиновые (?) сиениты с апатитом	Юго-западная окраина Жаркаинагашского антиклинория Магматические тела (массивы, вулканоплутоны и др.) приурочены к Улутау-Ишимскому разлому, отделяющему разные блоки земной коры	
Карбонатитовая					Карбонатиты кальциевые, доломитовые и др.
Кимберлитовая					Кимберлитовые трубки, тела и дайки

родственными кимберлитовым трубкам. Такая геологическая позиция делает вполне понятной метасоматическую переработку самих магматических пород и пород экзоконтакта, выражающуюся в биотитизации и серпентинизации оливина, эгиринизации, флогопитизации ультраосновных, основных и щелочных пород; отмечается также наличие минералов, характерных для кимберлитовой субформации: пиропы, платины, хромшпинелидов, хромдиоксида, муассанита и т. д., являющихся спутниками алмаза.

Среди пород альгипербазитовой формации встречаются породы, напоминающие по облику, формам залегания и тектоническому положению трапповые. Особенно часты они среди субвулканических и эффузивных образований в области обрамления Кокшетауской глыбы. Здесь же отмечаются дайки и тела кимберлитоподобных брекчиевидных пород (районы гор Кокшетау, Айртау, пос. Рузаевка, Щучинск и др.). Породы трапповой формации послепермского возраста представлены небольшими базальтовыми покровами и отдельными небольшими штоками и силлами в долине р. Ишим, между селами Ставрополка и Тамбовка, сложенными оливиновыми долеритами. Возможно также, что возраст многих силлов основного состава, относимых к ордовика, окажется более молодым, идентичным возрасту третичных долеритов. При исследовании альгипербазитовых комплексов Кокшетауского региона главное внимание уделялось наименее изученному, но наиболее типичному представителю формации — красномайскому комплексу.

Отличительной особенностью интрузивов альгипербазитовой формации Кокшетауской глыбы является то, что они в большинстве случаев располагаются в виде кольцеобразных цепочек линейных зон (Улутау-Ишимский регион) вокруг гранитных плутонов (интрузивы жанаталапского комплекса вокруг Боровского массива) или какой-нибудь геологической структуры (антиклинального выступа, ядра складки, грабена и др.). В этом отношении щелочные интрузивы красномайского комплекса — тоже не исключение, так как они, по-видимому, слагают кольцевые цепочки, причем в два ряда — внутри (диаметром 30×40 км) и снаружи (диаметром 100×70 км) (рис. 3). Цепочки тел внутреннего кольца объединяют на северо-востоке Барчинский, Красномайский, Шагалинский (Павловский) и другие мелкие тела, на юге — Жиландинский (щелочные граниты) и Цуриковский, на юго-западе и западе — Дубровский, Чкаловский, Чеховский и другие интрузивы.

В глубинный разлом, к которому приурочены цепочки интрузивных тел Красномайской зоны, в плане явно вписывается дугообразная линия с вертикальным или слегка наклонным к центру (70—85°) падением контактов (рис. 4). Кольцевой характер разлома подчеркивается дайкоподобной морфологией самих интрузивных тел с крутыми падениями контактов внутрь круга (или на юг-юго-запад под углом 75—90°). Присутствие наружного второго кольца подтверждается наличием крупных массивов (Златогорского, Шалкарского и др.) гипербазитовых и альгипербазитовых пород златогорского комплекса (по Н. П. Михайлову). Кроме пространственной близости, мы допускаем возможность генетической связи между златогорским перидотитопироксенитовым и красномайским альгипербазитовым комплексами, полагая, что второй является производным (дифференциатом) первого. Основанием служит присутствие оливиновых и эссекситовых габбро среди пород Златогорского, Шалкарского и других массивов, с одной стороны, и габбро-сиенитовых и граносиенитовых пегматитов, а также несколько повышенное содержание щелочей — с другой.

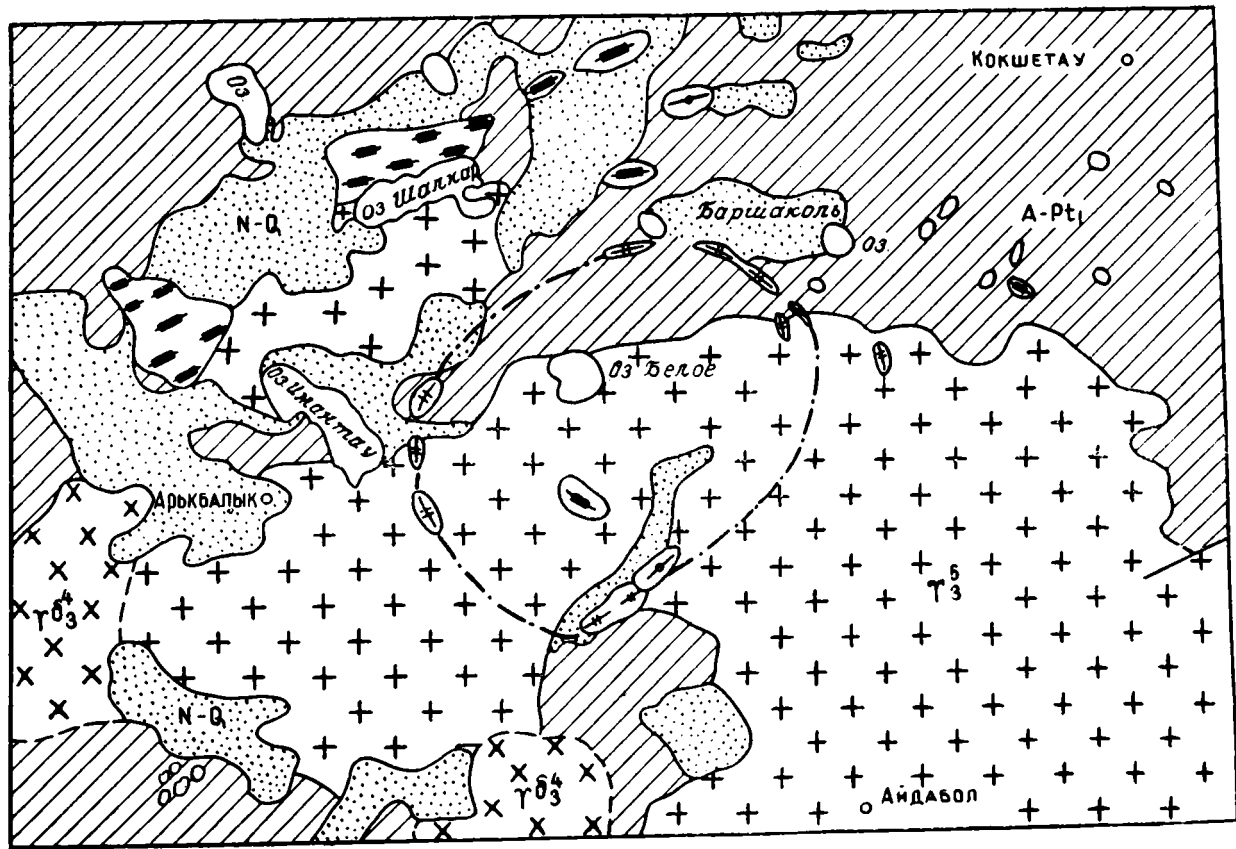
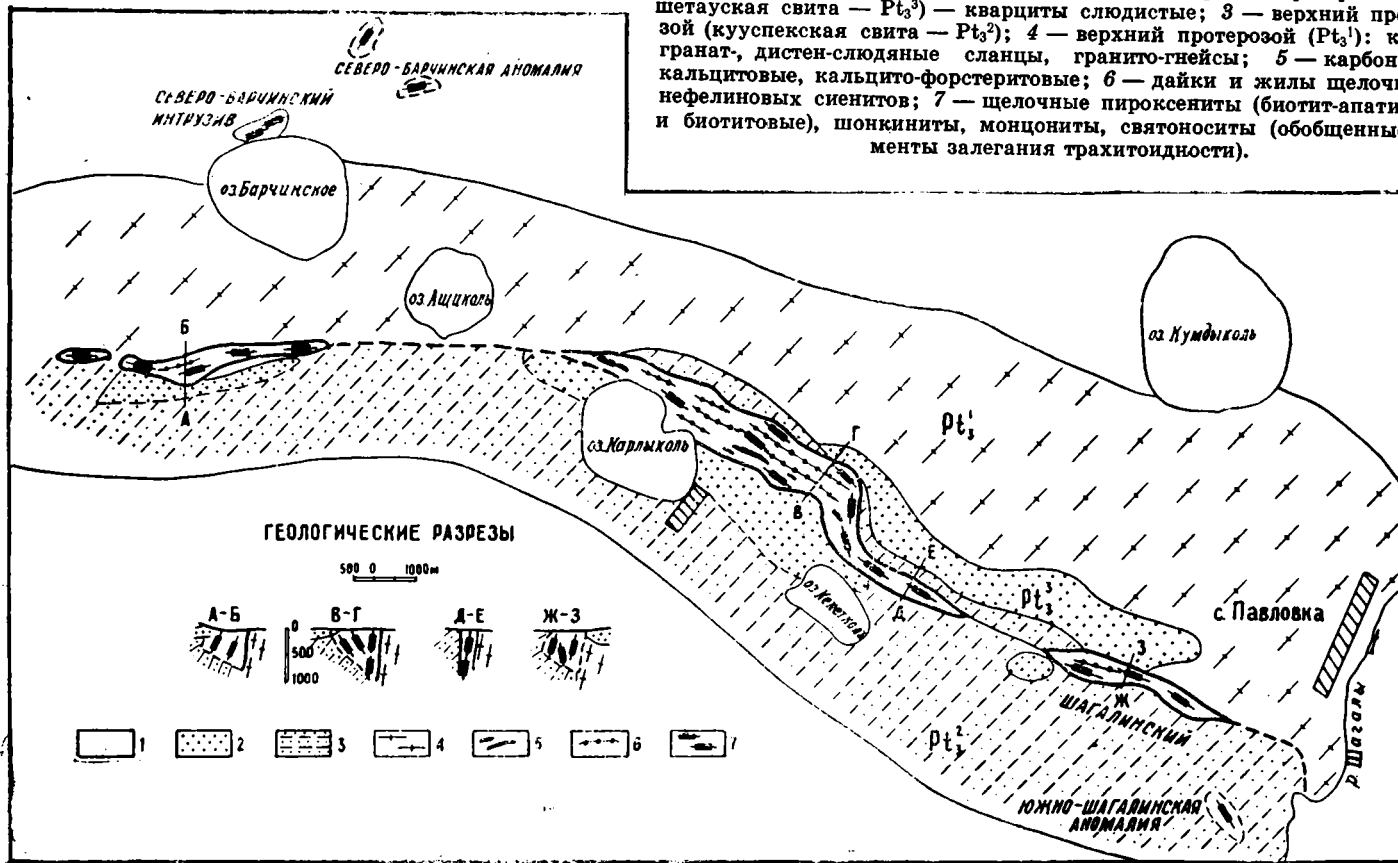


Рис. 3. Схема геологического строения района красномайского комплекса щелочных пород. Составил А. Н. Нурлыбаев. 1 — неоген-четвертичные отложения: глины, пески, галечники, суглинки; 2 — архей и нижний протерозой (А—Рт₁): кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, эклогиты. Интрузии зерендинского комплекса: 3 — граниты; 4 — гранодиориты; 5 — щелочные сиениты, щелочные граниты; 6 — щелоч-но-ультраосновные породы красномайского комплекса; 7 — гипербазиты: перидотиты, пироксениты, нориты.

Рис. 4. Схематическая геолого-петрографическая карта Красномайской зоны щелочных ультраосновных пород. Составил А. Н. Нурлыбаев по материалам И. А. Ефимова, В. П. Яковенко и др., 1970 г. 1 — четвертичные отложения: пески, глины, суглинки; 2 — верхний протерозой (кошетауская свита — Pt_3^3) — кварциты слюдяные; 3 — верхний протерозой (кууспекская свита — Pt_3^2); 4 — верхний протерозой (Pt_3^1): кварц, гранат, дистен-слюдяные сланцы, гранито-гнейсы; 5 — карбонатиты кальцитовые, кальцито-форстеритовые; 6 — дайки и жилы щелочных и нефелиновых сиенитов; 7 — щелочные пироксениты (биотит-апатитовые и биотитовые), шонкиниты, монцониты, святоноситы (обобщенные элементы залегания трахитоидности).



Строение комплекса. Формирование красномайского комплекса происходило в несколько последовательных интрузивных фаз (по крайней мере в течение трех), что отражено в таблице 2.

Для большинства массивов комплекса характерны следующие наложенные процессы: 1) фенитизация в пределах экзоконтакта и слабая нефелинизация пород перидотит-пироксенитовой группы; 2) биотитизация пироксенитов и перидотитов до образования слюдитов; 3) цеолитизация и либнеритизация фельдшпатитов до образования цеолитизированных и либнеритизированных пород; 4) карбонатизация. Первоначально массивы альгипербазитовых пород комплекса были обнаружены при магнитометрических исследованиях, проводимых Западно-Сибирским геофизическим трестом в 1956 г., а систематическое изучение их началось в 1961—1967 гг. Северо-Казахстанским геологическим управлением (А. А. Гончар, С. М. Крамаренко), КазИМСом (И. А. Ефимов). В 1965—1968 гг. щелочные массивы изучались автором.

Все известные массивы красномайского комплекса (8—10 интрузивных тел) расположены в пределах Кокшетауской глыбы среди метаморфических пород верхнего протерозоя. Наиболее крупные из них — Красномайский, Барчинский и Шагалинский (Павловский) — приурочены к тектоническому контакту, проходящему по зоне глубинного межформационного разлома северо-западного, западного, юго-западного простирания и прослеженному на 25 км.

К настоящему времени изучены только Красномайский, Барчинский и Шагалинский интрузивы (рис. 4), остальные отнесены к геофизическим аномалиям, так как закрыты псд чехлом мезозой-кайнозойских отложений мощностью 30—100 м. По данным геофизических исследований, все массивы комплекса имеют дайкообразную или штокообразную форму, круто падают на юг и юго-запад и уходят на глубину 500 и более метров.

В строении этих массивов, на основании буровых работ и исследований зерна, ведущую роль играют пироксениты и образованные по ним метасоматические породы биотит-пироксенового, биотит-гранат-пироксенового, пироксен-меланитового состава, а также ортоклазиты, слюдиты, карбонатиты. В подчиненном количестве встречены габбро, шонкиниты. Дайковая фация комплекса представлена щелочными нефелиновыми, содалитовыми, цеолитовыми и либнеритовыми сиенитами, щелочными габброидами и лампрофирами.

Все массивы перекрыты чехлом неогеновых и плейстоценовых глин мощностью 7—70 м, за исключением некоторой части площади Барчинского массива (25%). По пироксенитам везде развита кора выветривания мощностью 10—50 м.

БАРЧИНСКИЙ ИНТРУЗИВ

Интрузив расположен на юго-запад от г. Кокчетавы, южнее оз. Барчинского (правильнее Барша-Баршинского). Геологически он находится в северо-западной части Красномайского глубинного разлома в пределах Кокшетауской глыбы (рис. 4). Длина его 4,3 км, ширина от 150 до 600 м (в среднем 300—350 м). Общая площадь тела 1,3 км². Третья его часть слегка обнажена, остальная территория закрыта чехлом неогеновых глин и суглинков мощностью 5—20 м. В настоящее время интрузив разбурен и оконтурен картировочными и

Схема последовательности формирования щелочных пород Красномайского комплекса

Стадия образования пород	Фация	Возрастная группа или фаза внедрения	По Н. М. Михайлову (1966)	По А. И. Ефимову и Л. Т. Косинцевой (1968)	По данным геологов Кокшетауской ГРЭ (Яковенко, Зорин, 1966—1968 гг.)	По данным автора для всего региона Кокшетауской глыбы (Нурлыбаев, 1965—1970)
Магматическая	Плутоническая	Ia	Пироксениты, биотитовые, меланитовые и пегматоидные разности	Апатитовые пироксениты, апатит-магнетитовые пироксениты (диаллагиты). Дайковый комплекс: щелочные габброиды, ледмориты, нефелиновые и щелочные сиениты, лампрофиры	Пироксениты	Дуниты (оливиниты), перидотиты, биотитовые перидотиты, пироксениты, пироксениты щелочные и апатитовые
		II	Сиениты, шонкиниты, малиньиты в виде дайковых образований	Нет	Нет	Святоноситы, бороланиты, малиньиты и щелочные сиениты
		III	Нет	•	•	Нефелиновые сиениты, сиенит-порфиры, сиенит-пегматиты
	Эндоконтактовая	Iб	•	•	Шонкиниты, биотитовые пироксениты, слюдиты	Биотитовые и меланитовые пироксениты
	Экзоконтактовая	I—III	•	•	Нет	Фениты пироксеновые, биотитовые, меланит-apatитовые и меланит-полевошпатовые породы
	Автоматасоматическая	III	•	Либенеритовые сиениты	Цеолитовые и либенеритовые сиениты	Цеолитовые породы, микроклиниты, альбититы, либенеритовые сиениты
Гидротермальная		IV	Карбонатиты	Карбонатиты	Апатит-меланит-кальцитовые породы, карбонатиты	Карбонатиты: а) диопсид-биотит-кальцитовые; б) форстерит - флогопит - кальцитовые; в) доломитовые; г) кальцитовые
Экзогенная			Нет	Кора выветривания	Кора выветривания	Кора выветривания по щелочным породам (зональность сверху вниз): а) нонтронитовая; б) вермикулитовая; в) гидробиотитовая; г) зона дезинтеграции

поисково-разведочными скважинами Кокшетауской ГРЭ по сетке 50×200 м и 400×500 м.

Определения абсолютного возраста четырех проб биотита из поро-д комплекса аргоновым методом, по данным И. А. Ефимова, дали среднюю цифру 534 млн. лет при вариации 521—547 млн. лет.

К северу от массива развиты породы гнейсово-эклогитовой формации, состоящие из гранито-гнейсов, кварц-гранат-дистен-сланцев сланцев с округлыми телами эклогитов и перекрывающих их кварцитов кокшетауской свиты. С юга к массиву примыкают актинолитовые и эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы кууспекской свиты. Кроме двух, слегка разобщенных тел Барчинского интрузива на севере одноименного озера геофизическими работами выявлены три небольшие магнитные аномалии, породы которых по физическим свойствам, по-видимому, тождественны породам массива.

КРАСНОМАЙСКИЙ ИНТРУЗИВ

Этот интрузив находится к востоку от Барчинского, вблизи селения Красный Май, на северо-восточном берегу озер Карлыколь и Кенетколь (рис. 4). Геологически интрузив залечивает одноименный «глубинный разлом», проходящий в зоне тектонического контакта архейских пород эклогитовой формации на севере и сланцевой толщи кууспекской свиты протерозоя на юге. Абсолютный возраст пород метаморфических толщ, по данным И. А. Ефимова (1968), 1,1—1,3 млрд. лет, а щелочных интрузий по слюдам — 500—563 млн. лет (в среднем 535 млн. лет). Размер интрузива $9 \times 0,7$ (0,3—1) км, площадь на поверхности 6,3 км². Форма его ближе к форме дайковых образований, причем он изогнут в виде полукольца, что согласуется с нашим представлением о кольцевом расположении этих тел вокруг древнего выступа (в данном случае сланцевой толщи кууспекской свиты докембрия).

Как видно из разреза (рис. 4), интрузив имеет почти вертикальные контакты (75—85°) с наклоном на юг и юго-запад. Он целиком вскрыт буровыми работами Кокшетауской ГРЭ в 1964—1967 гг.

ШАГАЛИНСКИЙ (ПАВЛОВСКИЙ ИЛИ ЮЖНО-КРАСНОМАЙСКИЙ) ИНТРУЗИВ

Этот интрузив расположен на левом берегу одноименной речки, к юго-востоку от Красномайского массива или к запад-юго-западу от селения Павловка. Он находится на юго-восточном окончании Красномайского разлома (рис. 4). Длина его 1,9—2,5 км при ширине 150—300 м, площадь 0,5 км². В плане интрузив имеет дайкоподобную форму и юго-западное падение под углом 65—80° (по геофизическим данным), разбурен по сетке 400×50 м и оконтурен Кокшетауской ГРЭ в 1965—1967 гг. Мощность мезозой-кайнозойского чехла 30—50 м. По пироксенитам развита площадная кора выветривания мощностью 20—30 м, в которой содержатся гидрослюда и вермикулит в количестве 8—20% от объема породы. Интрузив в основном ($\frac{2}{3}$) сложен лепидомелан-апатитовыми пироксенитами с апатитом (5—15%). Шлировые выделения нередко обогащены черным титанистым меланитом. Пироксениты иногда пересекаются отдельными жилами и дайками святоноситов, малиньитов, щелочных и нефелиновых сиенитов мощностью от сантиметров (2—50) до нескольких метров (1—5). В нефелиновых сиенитах фельдшпатиды нередко замещены цеолитами, канкринитом и либнеритом.

Пироксены представляют собой темно-зеленые, до черных, породы с массивной текстурой и непостоянной структурой — от мелкозернистой до крупнозернистой (кристаллы пироксена имеют размер до 1 см). Микроскопически обнаруживается призматически-зернистая пан- или гипидиоморфно-зернистая структура (рис. 5, а). Минералогический состав породы подвержен значительным колебаниям. Встречаются разности, сложенные или одним пироксеном, или обогащенные рудными минералами — титаномagnetитом (10—15%), меланитом (5—10%), кальцитом (до 10%), флогопитом, биотитом (от 0 до 15%), апатитом (от 1,5 до 40%). В виде примеси иногда отмечается плагиоклаз (5—10%).

Пироксен образует короткопризматические зерна и шестиугольные поперечные кристаллы светло-зеленого цвета размером до 1 см с яркими цветами интерференции. Плеохроизм слабый, $c: Ng=37—40^\circ$, в других шлифах увеличивается до $44—45^\circ$. Очевидно, состав минерала изменяется от диопсида через диопсид-авгит до авгита. Пироксен содержит пойкилитовые вростки плагиоклаза, по трещинам и с краев замещается темно-бурым гранатом, зеленым биотитом, рудными. Плагиоклаз образует мелкие ксеноморфные соссюритизированные зерна размером до 0,5 мм, без двойникового строения. Ксеноморфные и изометричные зерна меланита темно-бурого цвета с зональным строением и пойкилитовыми вростками всех минералов пироксенитов; размер их до 3 мм. Биотит и флогопит встречаются в виде отдельных чешуек, гнезд, жил, замещающая пироксен. Цвет их темный, буровато-зеленый. Размер пластинок слюд 0,5—3 мм. Порода сечется прожилками полевошпатового и кальцитового состава. Из акцессориев кроме титаномagnetита и апатита установлены сфен и сульфиды.

Щелочные габброиды (оливиновое габбро, малиньиты и др.) — серые породы крупно- и среднезернистого строения, массивные, с пятнистым расположением биотита, пироксена, полевых шпатов. Под микроскопом обнаруживают габбровую или близкую к панидиоморфно-зернистой структуру (рис. 5, б). Примерный состав пород (%): пироксен — 35—50, плагиоклаз — до 40, калишпат — 1—25, биотит — 5—12, нефелин — 0—5, роговая обманка, хлорит, цеолиты, апатит, рудный.

Пироксен, аналогичный описанному выше, отвечает составу авгит-диопсида и авгита. Иногда с краев обрастает каемками эгирин-авгита с отрицательным удлинением и $c: Ng=30—33^\circ$. Чаще замещается зеленовато-бурым биотитом, изредка роговой обманкой. Плагиоклаз имеет изометричные зерна размером до 1,5 м. Двойников не наблюдается. Минерал замещается агрегатом соссюрита. Оптически отрицательный, $2V$ близко к 90° . Характерно антипертитовое прораствание его калишпатом, который представляет собой изометричные ксеноморфные табличатые зерна размером до 2 мм. Пелитизирован, пертитизирован. Нефелин присутствует в виде мелких ксеноморфных зерен в малиньитах, замещается слюдой и цеолитами.

Щелочные сиениты в массивах встречаются в виде даек мощностью от 5—50 см до 30 м. Это серые, серовато-розовые мелко-, средне- и крупнозернистые, иногда порфиридные породы. В составе щелочных сиенитов отмечаются калишпат (45—80%), плагиоклаз (до 10%), биотит, пироксен, меланит (до 15%). По составу темноцветных минералов среди щелочных сиенитов выделяются биотитовые, меланитовые, эгириновые, эгирин-авгитовые их разновидности.

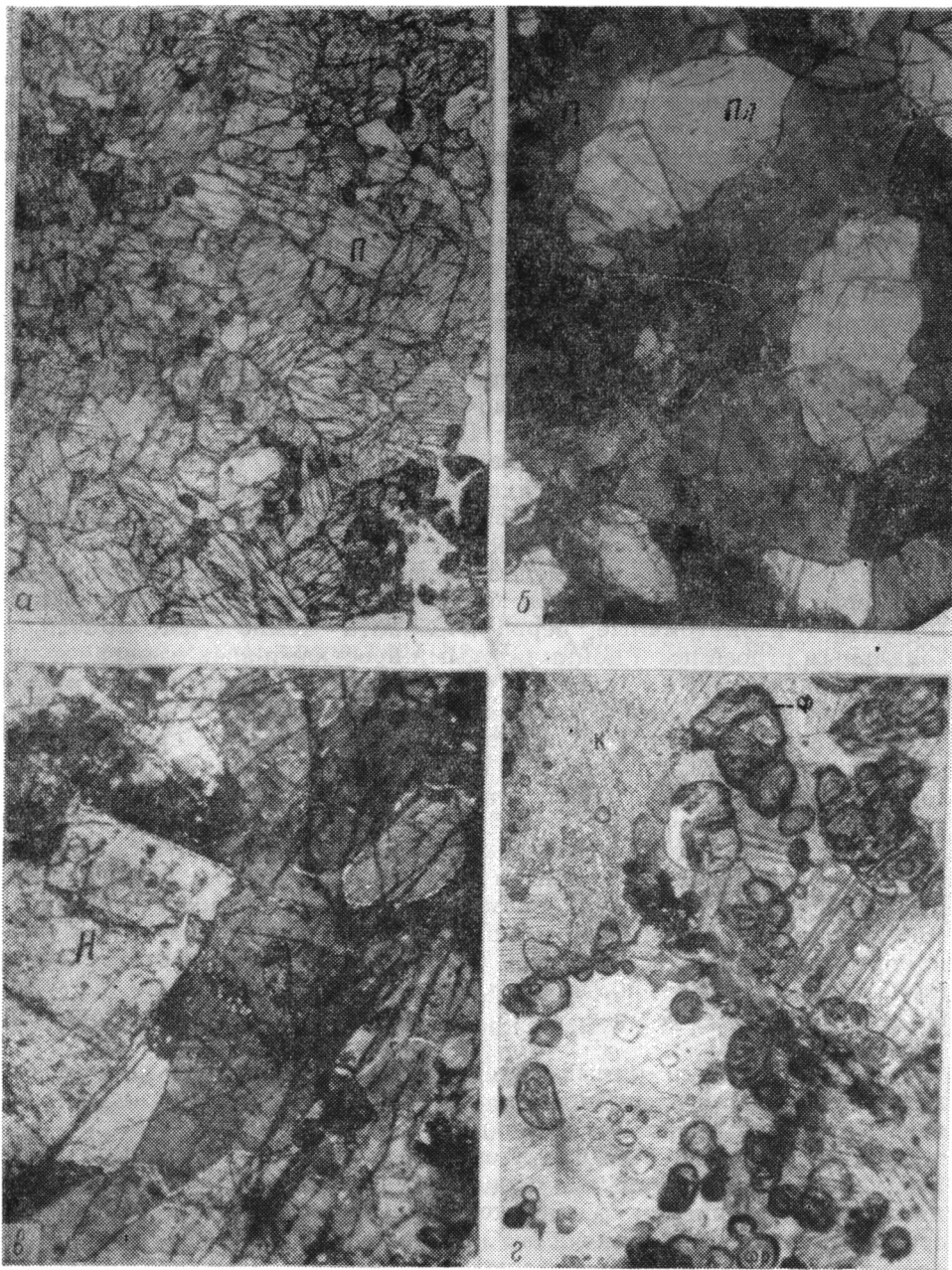


Рис. 5. Интрузии Краснояйского массива. а — пироксенит (П — пироксен); шл. 126, ув. 13, без анализатора; б — габбро (П — пироксен, Пл — плагиоклаз), шл. 11861, ув. 28, с анализатором; в — среднезернистый нефелиновый сиенит (Н — нефелин), шл. 100, ув. 13, с анализатором; г — флогопит-форстерит-кальцитовый карбонатит (Ф — флогопит, Фр — форстерит, К — кальцит), ув. 35, без анализатора.

Нефелиновые сиениты — серые, от мелко- до крупнозернистых, иногда порфирированные породы, образующие дайки мощностью от нескольких десятков метров до 5 см. Контакты с пироксенитами секущие. В состав их входят калишпат (50%), нефелин (35—40%), биотит, пироксен и меланит (до 15%). Структура гипидиоморфно-зернистая (рис. 5, в) или порфирированная.

Калишпат состоит из ксеноморфных таблитчатых зерен размером от 0,3 мм до 1,2 см. Минерал пелитизирован, пертитизирован. По многочисленным трещинам и вокруг зерен развивается альбит. В калишпате наблюдаются пойкилитовые вроски нефелина и биотита. Нефелин встречается в неправильных и таблитчатых зернах размером от 0,5 до 6 мм, замещается либнеритом, цеолитом, содалитом, канкринитом. Биотит — зеленый минерал, образующий отдельные листочки или скопления (размер листочков до 1 мм), хлоритизирован. Меланит развивается по биотиту в виде бурых ксеноморфных зерен. Пироксен представлен эгирином. В отдельных шлифах, в которых среди темноцветных преобладает пироксен с незначительной примесью биотита, по составу порода (калишпаты — около 20%, нефелин — около 20%) приближается к малиниту, иногда к шонкиниту. Переходы между этими породами, очевидно, постепенные. Из акцессориев присутствуют сфен, апатит, циркон, монацит, магнетит, пирит. Кальцит в виде мелких невыдержанных прожилков в различных направлениях развивается по полевым шпатам и пироксену, образуя иногда значительные скопления.

Метасоматические породы сформировались в результате метасоматических преобразований пироксенитов, заключающихся в биотитизации, шорломитизации (меланитизации), эгиринизации, калишпатизации и карбонатизации. Эти процессы и обусловили появление метасоматических пород с очень непостоянным составом. По количественному преобладанию разных минералов нами выделены различные, наиболее характерные и часто встречающиеся типы пород: биотит-пироксеновые (биотит — 25—45%, пироксен — 55—75%); пироксен-флогопитовые (соответственно 25 и 75%); биотит-меланит-пироксеновые (соответственно 20, 30 и 50%); апатит-кальцит-биотит калишпатовые (15, 20, 30 и 35%); биотит-меланитовые (биотит — 15%, меланит — до 75%, плагиоклаз — 10%); пироксен-меланитовые (25 и 75%); кальцит-биотит-пироксеновые (20 и 55%); кальцит-биотит-меланитовые, биотит-кальцит-меланит-диопсидовые; ортоклаз-меланитовые, ортоклаз-пироксеновые, микроклиниты, кальцит-ортоклазовые, биотит-ортоклаз-кальцитовые и альбититы. Процентные соотношения главных минералов в породах далеко не постоянны и колеблются в широких пределах.

Пироксен в породах — первичный авгит-диопсид — сохранился только в реликтах. В большинстве случаев он, параллельно с биотитизацией и меланитизацией, замещается эгирин-авгитом. Относительно биотитизации и меланитизации можно сказать, что первая является более ранней. Биотит образует правильные и ксеноморфные листочки зеленого цвета размером до 3—5 мм; содержит включения апатита. Меланит состоит из ксеноморфных, реже изометричных зерен темного цвета. Строение зональное. Содержит многочисленные пойкилитовые вроски плагиоклаза, апатита, биотита, пироксена (размер зерен до 3 мм). Калишпат представлен крупными ксеноморфными зернами размером до 5 мм; пертитизирован; наблюдаются пойкилитовые вроски биотита. Кальцит выражен двумя генерациями: кальцит I — мелкозернистый агрегат, возможно, — это псевдоморфозы по плагиоклазу с отдельными чешуйками серицита; кальцит II — круп-

ные ксеноморфные зерна, в отдельных шлифах являющиеся как бы цементирующей массой для полевого шпата и темноцветных, причем последние пересечены многочисленными прожилками кальцита. Акцессорные минералы — апатит, сфен.

Карбонаты представляют собой скорее всего жильные или линзовидные тела, залегающие среди пироксенитов, метасоматически измененных ультраосновных и нефелинсодержащих щелочных пород. Это светлые, средне-, мелко-, реже крупнозернистые образования, в которых кроме карбоната микроскопически различаются магнетит, флогопит, форстерит, калишпат, пироксен. Карбонат обычно имеет белую или красновато-желтую, иногда серую окраску. Текстура карбонатитов большей частью полосчатая, обусловленная линзовидным и полосчатым распределением второстепенных минералов в агрегате кальцита.

Под микроскопом карбонатиты имеют пойкилобластовую, гранобластовую и гипидиоморфно-зернистую структуру. По минералогическому составу выделяются следующие их разновидности: флогопит-кальцитовая, диопсид-кальцитовая, форстерит-флогопит-кальцитовая, диопсид-флогопит-кальцитовая (рис. 5, з), доломитовая.

Кальцит образует неправильные зерна с извилистыми границами размером до 3 мм, часто с многочисленными пойкилитовыми вростками форстерита и флогопита. Форстерит в карбонатитах наблюдается в виде мелких (0,2 мм) изометричных и беспорядочно разбросанных зерен, пересекающих границы соприкосновения зерен кальцита. Минерал светло-зеленый, интерференционная окраска высокая, угасание прямое. Встречается только в реликтах, обрастаемых антигоритом, идингситом, а также флогопитом (чешуйки или их скопления имеют бурую окраску). Наблюдения показывают, что нередко флогопит образуется в результате замещения форстерита, остатки которого сохраняются в центре мелкочешуйчатого агрегата бурого флогопита. Диопсид, авгит-диопсид, эгирин-диопсид содержатся в карбонатитах в виде отдельных зерен размером до 5 мм и представляют собой реликтовые минералы вмещающих пород. Калишпат в карбонатитах выполняет линзовидные скопления и прожилки. Минерал пертитизирован и карбонатизирован. Апатит, количество которого достигает 10%, наблюдается в виде округлых, удлиненных зерен, шестиугольных разрезов, зернистых скоплений, расположенных пятнами. Акцессории — шпинель, магнетит, перовскит, бадделейт, циркон бурый. В доломитовых карбонатитах, представляющих собой почти мономинеральные породы, в виде примеси встречаются кальцит, апатит, флогопит, магнетит.

* * *

Щелочные породы альгипербазитовой формации Казахстана представлены красномайским, жанаталапским, жаркаинагашским и другими комплексами². Последние два комплекса автором выделены впервые, но наиболее детально изучены породы красномайского комплекса.

Геологические условия формирования щелочных пород красномайского комплекса характеризуются платформенным или скорее все-

² Автор помимо перечисленных допускает возможность наличия в Казахстане (Алтай, Зайсанская, Чингиз-Тарбагатайская, Тектурмасская, Чу-Илийская, Улутауская и другие тектонические зоны, Тургай, Приаралье, Мугоджары и др.) еще ряда подобных комплексов альгипербазитовой формации с апатитом, карбонатитами и кимберлитами с алмазами.

го субплатформенным режимом, существовавшим в Кокшетауском регионе (глыбе) в рифее или, возможно, позднее, в каледонское время (Ст или даже D_{2-3} —?). Щелочные интрузивы комплекса локализируются в Красномайской кольцевой зоне вблизи Улутау-Кокшетауского долгоживущего регионального разлома меридионального простирания. В данном случае Кокшетауская глыба (Шлыгин, 1946) является благоприятной структурой каледонской консолидации для размещения щелочных интрузий альгипербазитовой формации. Появление подобных щелочных пород обусловлено нарушением платформенного режима в связи со складчатыми движениями и магматизмом в каледонских геосинклиналях (Калмаккольской и др.), обрамляющих Кокшетаускую глыбу. Связь альгипербазитовых интрузий регионов с разломами доказывается наличием субвулканических и вулканических пород в восточной части глыбы (интрузивы и эффузивные поля жанаталапского комплекса — Щучинско-Боровской район) и на юге — в пределах Жаркаинагашского и Улутауского антиклинориев.

Отмечается последовательное внедрение альгипербазитовых интрузий комплекса в три фазы при наличии магматической дифференциации с участием аутометасоматических процессов, что привело к возникновению разнообразной серии интрузивных и метасоматических пород вплоть до образования карбонатитов с редкими элементами. Особенности петрографического состава щелочных пород красномайского комплекса заключаются в наличии среди пород комплекса крайних членов ультраосновных и щелочных рядов — дунитов, перидотитов, пироксенитов и нефелиновых сиенитов; в существенно калиевом типе химизма щелочной серии; довольно высокой железистости фемических минералов; образовании высокожелезистого лепидомелана вместо флогопита и железисто-титанистого граната (меланита и др.).

Исследованные щелочные интрузивы красномайского комплекса (интрузивы Красный Май, Барчинский, Шагалинский и др.) по своему структурному положению, размерам, морфологии, петрогеохимическому составу слагающих их пород и полезным ископаемым имеют общие черты с характерными массивами (Кокшаровский в Приморье, ряд массивов Карело-Кольской провинции и др.) альгипербазитовой формации Союза и мира. Геолого-петрографические особенности пород комплекса, морфология интрузивов и значительный уровень эрозийного среза региона доказывают, что изученные интрузивные образования Красномайской зоны являются корнями субвулканических тел.

Исходной магмой для альгипербазитовых пород комплекса и формации в целом предполагается мантийное вещество, по составу соответствующее биотитовому перидотиту. Это подтверждается петрогеохимическими особенностями перидотитов и пироксенитов, с одной стороны, и наличием вулканических эквивалентов (меймечиты, пикриты, анкаратриты и др.) в смежных площадях Кокшетауской глыбы (породы жанаталапского и жаркаинагашского комплексов) — с другой. Выявление на территории Казахстана пород альгипербазитовой формации, генетически близких кимберлитам, позволяет предполагать возможность открытия здесь последних (Улутау-Кокшетауский регион, Тургай, Приаралье, Прииртышье и др.) с промышленным содержанием алмазов.

Щелочные породы альгипербазитовой формации Казахстана вообще и Кокшетауской глыбы в особенности представляют значительную практическую ценность благодаря широкому развитию сопутствующего им оруденения редких и редкоземельных элементов. Кроме того, с породами формации тесно связаны большие запасы апатита, вермикулита, флогопита и щелочных каолинов.

ЩЕЛОЧНЫЕ МАГМАТИТЫ АЛЬБАЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ КАЗАХСТАНА

К этой формации в Казахстане относятся (табл. 3) шаншарский, бастургайский (Западный Казахстан), ишимский, конырсуыйский, семейтауский³ и ряд других магматических комплексов Зайсанской складчатой зоны Восточного Казахстана, а также альбазитовые массивы Джунгарии, Заильских и Кетменьских гор, Таласского Алатау (аксу-бадамский и арыс-сайрамский комплексы).

Представители альбазитовой формации Казахстана по геологическим условиям образования являются либо субплатформенными (ишимский комплекс), либо типично платформенными (Семейтау, Аксу-Бадам, Ойкарагай, Тургай и др.). Хотя исследователи до сих пор не пришли к единому мнению относительно геотектонических условий образования пород альбазитовой формации Казахстана, мы считаем, что эти породы в основном приурочены к субплатформенным областям или краевым пограничным участкам между платформенными и развивающимися геосинклинальными (орогенными) зонами. Некоторые авторы такие зоны называют активизированными участками консолидированных складчатых областей (Билибина и др., 1967). Во всяком случае ясно одно, что в типичных геосинклиналях практически отсутствует трахибазальтовая магма.

В Казахстане общее количество щелочных магматических комплексов альбазитовой формации (включая Зайсанскую зону) составляет более десяти, а число массивов в них — свыше четырех десятков (табл. 3). Геолого-петрографическое описание всех этих комплексов и массивов займет много времени, поэтому мы ограничимся характеристикой наиболее типичных, а именно ишимского, аксу-бадамского и шаншарского комплексов, так как с ними связаны промышленные скопления нефелин-лейцитовых руд, полевошпатового сырья, вермикулита, гидрослюда, корунда и других полезных ископаемых, а для сравнения приведем очень краткое описание петрохимии и геохимии других щелочных комплексов.

ИШИМСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Геолого-петрографическая изученность щелочных пород. Первые сведения по геологии Приишимья, куда входит описываемый район, относятся к началу текущего столетия. Отдельные отрывочные данные мы находим в отчетах А. А. Краснопольского и А. К. Мейстера за 1900 г., А. А. Козырева — за 1911 г., А. П. Нифонтова — за 1914 г. Систематическое геологическое исследование района началось лишь с 1931 г. Уже в 1931—1932 гг. по заданию «Казгеолтреста» Е. Д. Шлыгин и М. С. Волкова провели геологическую съемку масштаба 1 : 420 000 участка южнее железнодорожной линии Атбасар — Есиль — Кустанай, включая Ишимскую Луку. М. С. Волковой тогда же были обнаружены выходы щелочных пород, позднее описанных А. В. Заварицким (1934, 1936, 1938). Результаты съемочных работ

³ Поскольку семейтауский магматический комплекс начинается с излияния трахибазальтов и трахиандезитов, мы условно относим его к альбазитовой формации, хотя известно, что в таких комплексах по площади и массе преобладают трахиандезито-монцититы и особенно трахидациты и трахилипариты.

были опубликованы (Волкова, 1936). Нижнепалеозойские породы района М. С. Волковой условно отнесены к ордовику и разделены на две толщи: нижнюю — туфогенную (эффузивную) и верхнюю — кремнисто-глинистую. Каменноугольные отложения также разделены ею на две толщи: нижнюю, фаунистически охарактеризованную, приуроченную к нижнему карбону, и верхнюю, немую, охватывающую средний и верхний отделы.

А. Н. Заварицкий в 1935—1938 гг. по материалам М. С. Волковой и своим кратковременным наблюдениям (в 1936 г. в течение двух недель) впервые дал петрографическое описание большого числа разновидностей щелочных пород комплекса, которое не потеряло своего значения и в наше время (табл. 4).

В 1935 г. группа геологов ИГН АН СССР под руководством Е. А. Кузнецова проводила геологическую съемку масштаба 1 : 100 000 в пределах Ишимской Луки. В результате были более подробно, чем в работе М. С. Волковой, описаны стратиграфия и интрузивные породы района. Были выделены неокаледонские интрузии кварцевых диоритов, серых гранитов, щелочных пород и герцинские красные граниты. Некоторые итоги съемочных работ по изучению интрузий гранитоидов и диоритов этой территории были опубликованы (Кузнецов, 1952).

В этом же районе и на прилегающей к нему территории в 1949—1954 гг. группа геологов МГРИ и МГУ (Е. А. Кузнецов, Е. И. Мальярова, Н. В. Литвинович, А. Е. Михайлов, О. В. Минервин и др.) под руководством А. А. Богданова провела геологическую съемку масштаба 1 : 200 000.

Е. А. Кузнецов в районе верховья Тастыталды и лога Шинсай, северо-западнее пос. Ишимского, в 1951—1954 гг. установил горные породы, несколько напоминающие породы ишимского комплекса.

В 1952 г. А. А. Богдановым и А. Е. Михайловым по съемкам названных выше геологов составлена геологическая карта Ишимской Луки.

На основании съемочных работ 1953—1954 гг. В. С. Малявкиным была составлена схематическая геологическая карта масштаба 1 : 25 000, а также выделена возрастная группа щелочных пород масива (табл. 4). Однако этот автор совершенно неправильно отнес розовые мусковитизированные сиениты (либнеритовые сиениты) к первичным магматическим образованиям, считая их самостоятельной интрузивной фазой, тогда как на самом деле они представляют собой продукт высокотемпературного гидротермального метасоматоза. Кроме того, на этой карте не получило отражения предположение А. Н. Заварицкого о начале образования щелочного комплекса с излияния лейцитовых базальтоидов — лейцититов и тефритов, полностью подтвержденное нашими исследованиями.

В 1959—1962 гг. в одно время с нашими на площади Есильского массива были проведены тематические исследования группой геологов ВИМСа (Лебедев-Зиновьев, 1969 и др.) по выяснению петрогеохимических особенностей щелочных пород. Ими предложена несколько иная схема последовательности образования щелочных пород массива (табл. 4), которая вызывает ряд существенных возражений. Во-первых, в пределах одного массива они выделили два самостоятельных «разновременных, но, вероятно, генетически родственных щелочных магматических комплекса». Мы считаем, что резко разграничивать единый вулканоплутонический массив на несколько магматических комплексов, как это сделал А. А. Лебедев-Зиновьев, нет никакой необходимости, так как это вносит путаницу и не увязывается ни с

Типичные примеры щелочных комплексов и массивов альбазитовой формации Казахстана

Субформация	Магматический комплекс	Стратиграфическое положение и абсолютный возраст, млн. лет	Характерный массив	Главный тип щелочных пород	Геотектоническое положение
<i>I. Западный Казахстан</i>					
Эссекситовая (ортоклазбазальтовая)	Шаншарский	D ₂	Косистекский, Кокпектинский, Велиховский и др.	Трахибазальты, трахиандезиты, щелочные трахиты; эссекситы, оливковое габбро, монцониты, сиениты, щелочные и нефелиновые сиениты	Сакмарская зона Уралтауского мегантиклинория
	Талдыкский	D ₃	Талдыкский, Милысайский, Аралтугайский и др.	Эссекситы, кенталлениты, монцониты, щелочные сиениты	Мугоджарский мегантиклинорий
Эссекситовая (возможно, миссуритовая)	Гастургайский	C ₁₋₂	Дамдысайский, Валериановский и др.	Базальт-трахибазальты, трахиандезиты-трахиты; оливковое габбро, эссекситы, монцониты, сиениты — щелочные (и нефелиновые) сиениты	Иргизский мегасинклиний, Зауральский мегантиклинорий
<i>II. Восточный Казахстан</i>					
Миссуритовая	Ишимский	D ₂ 320—438 (373) 364—455 (410)	Есильский, Державинский и др.	Трахибазальты — лейцитовые базальты, лейцититы и лейцитовые тефриты; лейцитовые фонолиты, фонолито-трахиты; лейцитовые пироксениты, малиниты, святоноситы, нефелиновые сиениты	Жаркаинагашский антиклинорий, сводовая часть Тасоткульской антиклинали вблизи Улутау-Ишимского глубинного разлома
Эссекситовая		D ₂ 377—417 (395)		Кенталлениты, эссекситы, монцониты; сиениты, щелочные сиениты, щелочные граниты	

	Кочыр-суйский	D ₂ 47b	Любимовский и др.	Трахиандезиты, трахибазальты, трахидолериты, кенталлениты, эссекситы, монцониты, сиениты и щелочные сиениты	Пограничная область Кокшетау-ского антиклинория с Калмаккольским синклинорием вблизи Улутау-Ишимского разлома
Эссекситовая	Семей-тауский	P—T ₁ 213—275 (254)	Семейтауский	Трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, эссекситы, монцониты, сиениты, щелочные сиениты и щелочные граниты	Зайсанская геосинклиналь

III. Южный Казахстан

Эссекситовая и миссуритовая	Аксу-бадамский (западно-таласский)	C ₃ —P ₁	Машатский	Трахибазальты, лейцититы, лейцитовые тефриты, фонолиты, щелочные трахиты, трахиандезиты, пантеллериты, пироксениты, эссекситы, монцониты, сиениты, щелочные сиениты, щелочные граниты	Срединный Тянь-Шань, Арыс-Угамская глыбово-складчатая зона. Каржантау-Кураминская впадина орогенного этапа. Породы комплекса связаны с Каржантау-Кураминским глубинным разломом субмеридионального простирания
Миссуритовая		C ₃ —P ₁	Бадамский	Оливиновые базальты, лейцитовые латиты, фонолиты лейцитовые, щелочные трахиты, трахиандезиты	
		250—300 (278)	Ирису, Каинды и др.	Лейцитовые пироксениты, шонкиниты, фергуситы, малиньиты, лейцитовые и нефелиновые сиениты, щелочные сиениты и сиенит-порфиры	
Эссекситовая	Арыс-сайрамский	C ₃ —P ₁	Куландинский, Жиландинский, Ортабасский и др. (более 20—30 интрузивных тел)	Пироксениты, шонкиниты, эссекситы, монцониты, сиениты, щелочные сиениты и щелочные граниты	Боролдай-Жабаглинская глыбово-складчатая зона. Массивы приурочены к оперяющим трещинам, связанным с Таласо-Ферганским разломом

Таблица 4

Сопоставление различных схем последовательности формирования пород ишимского вулcano-плутонического комплекса

По А. Н. Заварицкому (1936, 1938)		По В. С. Малявкину (1958, 1964)		По А. А. Лебедеву-Зиновьеву (1969)		По данным автора (Нурлыбаев, 1960—1971)	
№ возрастной группы (от ранних к поздним)	Порода	№ возрастной группы (от ранних к поздним)	Порода	№ возрастной группы (от ранних к поздним)	Порода	№ возрастной группы (от ранних к поздним)	Порода
1	2	3	4	5	6	7	8

Вулканический этап

I	Лейцитовые порфиры, лейцититы	I	Туфы, туфолавы, лавобрекчии эпилейцитовых и трахитовых порфиритов с редкими прослоями их лав	I	Лейцититы	I	Лейцитовые авгититы, лейцититы, тефриты и базальты, их пирокласты
II	Лейцитовые фонолиты и их туфы, трахитовые порфиры, резко подчиненные им	II	Лавы эпилейцитовых и трахитовых порфиров с подчиненными прослоями пирокластов	II	Эпилейцитовые порфиры	II	Эпилейцитовые порфиры (лейцитовые фонолиты)
				III	Трахит-эпилейцитовые порфиры	III	Трахит-эпилейцитовые порфиры (фонолито-трахиты), щелочные трахиты

Субвулканический этап

					Эпилейцитовые и псевдолейцитовые порфиры, фергуситы		Эпилейцитовые и псевдолейцитовые порфиры
--	--	--	--	--	---	--	--

Плутонический этап

Щелочной комплекс

I	Нефелиновые сиениты, шонкиниты, монмутиты	I Шонкиниты, пироксениты и гибридные породы	I Нефелинсодержащие сиенито-гнейсы	I Косьвиты, лейцитовые пироксениты, слюдяные перидотиты, шонкиниты, фергуситы, пикрит-диабазы
II	Сиениты, монцониты, эссекситы, кенталлениты	II Эпилейцитовые и нефелиновые сиениты и сиенит-порфиры	II Эгирин-диопсидовые нефелиновые сиениты	II Нефелиновые шонкиниты, святоноситы, малинбиты, пуласкиты
		III Розовые мусковитизированные сиениты	III Амфиболовые нефелиновые сиениты	IIIa Нефелиновые сиениты крупнозернистые
		IV Кенталлениты, монцониты, сиенито-диориты	IV Амфибол-меланитовые сиениты	IIIб Нефелиновые сиениты среднезернистые
			V Биотитовые нефелиновые сиениты	IIIв Нефелиновые сиениты мелкозернистые, такситовые
			VI Эгириновые гакманито-нефелиновые сиениты	
			Дайковая фация (I—VI) Ювиты, псевдолейцитовые тингуаиты, минетты	Дайковая фация (I—III) Нефелиновые сиениты, пегматиты, нефелиновые сиенит-порфиры, фергуситы, канадиты, сиенит-аплиты, ювиты

I	2	3	4	5	6	7	8
Субщелочной комплекс							
Дайковая фация	Сиенит-аплиты, лампрофиры	Жильная фа-ция	Эпилейцитовые сиенит-порфиры, фергуситы, красные сиенит-порфиры и керсантиты; мусковитизированные сиенит-порфиры, лампрофиры, пегматиты	VII VIII IX X Дайковая фа-ция (VII—XII)	Кенталлениты Монзониты Сиениты пироксеновые, кварцевые и амфиболовые Субщелочные сиениты (пироксен-амфиболовые) Сиенит-диоритовые порфириты, вогезиты	IV Дайковая фа-ция (IV)	Кенталлениты, эссекситы, эссексит-порфириты, монзониты Щелочные сиениты, граносиениты Сиенит-порфиры, щелочные граниты, минетты, вогезиты, монзонит-порфиры, граносиенит-пегматиты, гранит-пегматиты
	III Гранитоиды					Раннегерцинский комплекс гранитоидов	Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, лейкократовые граниты, аляскииты и щелочные граниты

геолого-петрографическими, ни с минералого-геохимическими данными. Во-вторых, у этого автора не было никаких оснований для выделения четырех-пяти различных интрузивных фаз среди однотипных нефелиновых сиенитов лишь по наличию цветных минералов — биотита, пироксена или амфибола, без учета при этом структурных и текстурных особенностей нефелиновых интрузий, которые хорошо выявляются не только при полевом, но и при оптическом изучении. В-третьих, неправильно определены им площади развития отдельных типов пород.

В 1961—1962 гг. на массиве проводили тематические работы геологи ИМГРЭ АН СССР С. М. Кравченко и Т. М. Ифантопуло, занимающиеся изучением акцессорных минералов щелочных формаций. Кстати, изучением акцессорных минералов комплекса до них занимались многие геологи: А. Н. Заварицкий (1938), В. С. Малявкин (1958), А. Н. Нурлыбаев и др. (1960, 1961—1969), а также геологи ВИМСа (Лебедев-Зиновьев и др., 1969).

В 1960—1970 гг. на площади Есильского щелочного массива одновременно с нами проводила ревизионно-оценочные работы территориальная экспедиция МГ СССР, некоторые геологические материалы которой нами использованы в настоящей монографии.

В 1959—1962 гг. в тесном содружестве с нами работали геологи Тургайской геолого-разведочной экспедиции (Е. З. Мицул, Г. И. Кинелев, С. Б. Патрикеев) Северо-Казахстанского геологического управления (СКГУ), которые занимались в основном поисковыми исследованиями нефелиновых руд на площади массива, сопровождавшимися довольно большим объемом буровых и горных работ (около 5 тыс. пог. м. поискового и картировочного бурения). Результаты этих работ также использованы нами.

Летом 1965 г. на участке Северный Кубасадыр поисковая партия СКГУ провела ревизионно-оценочные работы с целью изучения нефелиновых и эпинефелиновых сиенитов как полевошпатового сырья.

Поисково-съёмочные и геофизические работы масштаба 1 : 50 000 на протяжении 1964—1966 гг. в районе Ишимской Луки производились также геологами съёмочной экспедиции ЦКГУ (В. В. Таранин, В. И. Папуша). Магматизм района, исходя из их данных, выглядит следующим образом. 1. Среднерифейский гипербазитовый комплекс (выделяется впервые). Сюда относится Масальский (Шолаксандыкский, по-нашему) массив: габбро-диориты, габбро, горнблендиты, пироксениты. 2. Верхнеордовикский комплекс гранитоидов — диориты, гранодиориты и граниты Державинского, Сандыксуйского, Савинковского и других плутонов. 3. Силур-нижнедевонский щелочной вулканоплутонический комплекс — Есильский щелочной массив нефелиновых сиенитов, либнеритовых сиенитов, монцонитов, кенталленитов, эссекситов и граносиенитов. 4. Силур-нижнедевонский субщелочной комплекс аляскитовых гранитов (Шолаксандыкский массив).

Поскольку нас больше всего интересует щелочной комплекс, обратимся к его разделению. Правда, авторы сразу же во введении указывают на то, что они при съёмке масштаба 1 : 50 000 непосредственно щелочным комплексом не занимались, а при его выделении использовали материалы предыдущих исследований с некоторой их «редакцией». При расчленении эффузивных пород щелочного комплекса ими были нарушены представления о последовательности формирования этих пород, установленные многими геологами на большом фактическом материале. При расчленении интрузивных пород авторы берут за основу принцип А. А. Лебедева-Зиновьева о двух щелочных

комплексах, но конкретных новых данных для обоснования предложенного возрастного подразделения не приводят. Мы эту схему из рассмотрения исключаем.

Тематическая работа по геолого-петрологическому изучению Есильского щелочного массива в составе петрографической группы геологов ИГН АН КазССР была начата нами в 1958 г. в связи с поисками высокоглиноземистых нефелин-лейцитовых руд с целью пополнения запасов рудно-сырьевых ресурсов алюминиевой промышленности Казахстана. Впоследствии было проведено систематическое геологическое структурно-петрографическое картирование всего щелочного массива в масштабах 1 : 10 000 и 1 : 25 000, а на отдельных рудных участках — до 1 : 5000 и 1 : 2000.

Наряду с проведением геолого-петрографической съемки вулканоплутона и детальными работами на нефелин-лейцитовых месторождениях (участках) был выполнен также широкий комплекс петрологических, минералогических, геохимических, геолого-экономических и технологических исследований, результаты которых освещаются в настоящей монографии.

Стратиграфия

Ишимская Лука, куда входят щелочные массивы одноименного магматического комплекса, в геологическом отношении совпадает с нижнепалеозойской структурой, известной в литературе под названием Жаркаинагашского антиклинория, многими геологами рассматривающегося как северное продолжение Улутауского геоантиклинория. Следовательно, она характеризуется чрезвычайно сложным геологическим строением, обусловленным не только стратиграфо-фациальными отличиями, но и разнообразием магматических пород. В строении района участвуют толщи рифея и венда, ордовика, силур-девона (S_2-D_1), девона, карбона и мезозой-кайнозоя.

Стратиграфия района в кратком изложении приводится по данным Е. А. Кузнецова, А. Е. Михайлова, Н. В. Смолина, В. Якименко, П. И. Прудюса, В. К. Белова, А. И. Хабелашвили и др.

Рифей

К еремантауской серии среднего рифея условно, по аналогии с соседними районами Центрального Казахстана, относятся эффузивно-яшмовые и терригенно-хемогенные образования. По петрографическому составу они подразделяются на три свиты: порфиритовую, братолюбивскую и кызылтуускую.

Порфиритовая свита сложена зеленокаменными диабазовыми порфиритами, пирокластами основного состава, содержащими прослой известняков, микрокварцитов, песчаников и туфопесчаников. Мощность свиты 1400 м.

Братолюбивская свита состоит в нижней части из мощных (300—500 м) полосчатых кремнистых алевролитов, выше залегают яшмы, яшмо-кварциты и яшмовидные кремнистые сланцы мощностью 40—160 м. Разрез венчается вулканитами порфиритового состава и туфопесчаниками мощностью 150—700 м.

Кызылтууская свита с тектоническим несогласием залегает выше братолюбивской. По составу она разделяется на две части: нижнюю, осадочную, с чередованием полимиктовых песчаников и кремнистых алевролитов, и верхнюю, вулканогенно-осадочную, представленную яшмами, яшмовидными кремнистыми сланцами, туфами

порфиринов, туфопесчаниками и туфоконгломератами. Мощность свиты 600—700 м.

В районе Ишимской Луки пока выявлено около двух десятков субвулканических тел, условно связывающихся с рифейским магматизмом. Часто эти тела имеют форму штоков или силлов и протягиваются на расстояние до 3—4 км. Визуальная мощность пластообразных тел колеблется от 300 до 400 м. Азимуты их простирания и падения всюду совпадают с таковыми вмещающих пород. Контакты их обычно рвушие. По петрографическому составу различаются габбро и габбро-диабазы со средне- и крупнозернистой структурой (плагноклаз — 50—65%, пироксен авгитового состава — 15—25%, реже амфибол и биотит — 5—15%, рудный и акцессории — 3—5%). Акцессорные минералы — сфен и апатит, вторичные минералы — эпидот, хлорит. Время образования их, возможно, рифей или более поздний (S_2-D_1) период.

Венд

Вендские отложения выделены В. Д. Якименко и А. И. Хабелашвили на основании находок в них известняковых водорослей, а также сходства литологического состава и стратиграфической последовательности формирования толщ с аналогичными образованиями Улутау-Жезказганского региона. Выделены три свиты — шандакская, шинсайская и свита тиллитоподобных пород.

Шандакская свита обнажается в тектоническом блоке на стыке Калмаккольского синклиория и Жаркаинагашского антиклиория. Нижние ее горизонты сложены разномасштабными песчаниками и гравелитами с редкими прослоями алевролитов. В верхних частях разреза отмечаются песчаники, перемежающиеся с яшмами и брекчированными известняками. Мощность свиты 700 м.

Шинсайская свита залегает выше шандакской и перекрывается свитой тиллитоподобных пород или базальными слоями ордовикских отложений. Она сложена кремнистыми, углисто-кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, углистыми известняками и кварцевыми песчаниками. Мощность 1000 м.

Свита тиллитоподобных пород состоит из «мусористых» песчаников, гравелитов и глинистых сланцев.

Ордовикская система

Ордовик представлен всеми тремя отделами, из них в нижнем и среднем выделяются талсайская (ланвирн) и аккайрактинская свиты.

Талсайская свита (по данным ЦКГУ, қосағалық) состоит из аргиллитов, кремнистых, кремнисто-глинистых и глинистых сланцев, в верхах разреза переходящих в серые кварц-полевошпатовые и кварц-граувакковые песчаники. В отложениях свиты М. К. Апполоновым, Д. Цаем и А. Хабелашвили найдены характерные граптолиты аренига — *Pendeograptus pandeus*, *Tetragraptus bigebil* (Hall.), *Expansograptus hirundo* (Salter). Кроме того, из верхней части этой свиты определены *Dudyrograptus* ex. gr., *Bifidus* Hall., свидетельствующие о нижнеланвирнском возрасте пород. Мощность свиты 200 м, по данным В. К. Белова и др. — 600 м.

Аккайрактинская свита (O_{2+3}) слагает Тасоткульскую синклинальную зону. Описываемая свита представлена ритмично переслаивающимися горизонтами разномасштабных полимиктовых пес-

Физические свойства горных пород рифейского, вендского
и ордовикского этапов Ишимской Луки

Геологический возраст	Ярус, свита	Толща	Порода	Средняя плотность, г/см ³	Средняя магнитная восприимчивость, $\mu \cdot 10^{-6}$	$\Delta Z, \gamma$
1	2	3	4	5	6	7
R ₂	Порфиритовая	Вулканогенная	Диабазовые порфири- ты	2,95	47	1700—2000
			Диабазовые порфири- ты с мидалекаменной текстурой	3,01	383	
			Диабазовые порфири- ты с мидалекаменной текстурой и магнитной сыпью	2,99	2950	
R _{2a}	Братолюбовская	Метаморфическая	Яшмокарциты	2,60	2	2000—2500
			Сланцы	2,60	0	
			Тремолит-альбитовые сланцы	2,84	5070	
			Песчаники	2,45	39	
			Известняки	2,78	1421	
R _{2a}	Кзылтууская	Осадочная	Средне- и неравномер- но-зернистые песчаники	2,92	49	2000—2500
			Мелкозернистые пес- чаники с магнетитом	2,84	2190	
			Крупно- и грубозер- нистые песчаники	2,79	937	
			Алевролиты	2,59	10	
			Магнетитоносные алевролиты	2,92	163	
R _{2a} (?)	Кзылтууская	Вулканогенная	Диабазовые порфири- ты	2,89	3670	2000—2500
			То же	2,90	53	
			Агломератовые туфы	2,83	4710	
			Алевролиты тонко- зернистые	2,63	10	
			Алевролиты крупно- зернистые	2,80	1862	
			Песчаники	2,75	798	
			Туфопесчаники	2,75	40	
			Фа- ции субвулканов:			
			Габбро	3,03	55	
Габбро с магнетитом, (до 5—8%)	3,06	650				
Диабазовые порфи- риты	2,86	2405				

1	2	3	4	5	6	7
Шинсайская			Не измерялись	—	—	—
C1-2	Талсайская	Метаморфизованная осадочная	Песчаники кварцевые и кварц-полевошпатовые	2,53	0-74	0-800
			Алевролиты	2,58	24	
			Алевролиты ороговикованные	3,06	58	
			Аргиллиты	2,64	0,100	
			"	2,86	364	
			"	2,90	1270	
			Яшмокварциты	2,62	0-2	
			Сланцы кремнисто-глинистые	2,59	0-167	
			Мощность свиты 650 м			
O2-3	Аккайрактинская	Осадочная	Полимиктовые песчаники	2,65	13	0-800
			Ороговикованные песчаники	2,76	1540	
			Алевролиты	2,59	50	
			Аргиллиты	2,51	8	
			Мощность 1000—1500 м			
O3 (?)	Аккайрактинская	Осадочная	Брекчированные конгломераты	2,56	13	0-200
			То же, ороговикованные	2,68	417	
			То же, приконтактовые	2,89	1440	
			Полимиктовые песчаники	2,54	—	
			То же, ороговикованные	2,68	10-60	
			То же, приконтактовые	2,89	—	

чаников, алевролитов и аргиллитов. В породах свиты найдены *Pseudoclimacograptus Sharenbergi* (L a p w.), *Dicellograptus Sextaus* var *exilis* E. et. W., *Expansograptus* sp. Мощность свиты 800—1500 м.

Верхний ордовик выделен условно и отмечен также в Тасоткульской синклинали юго-восточнее гор Кубасадыр (участок Южный). Представлен мелко- и среднегалечными брекчиевидными конгломератами с прослоями разнозернистых полимиктовых песчаников. В некоторых пунктах встречены маломощные прослойки лав и туфов основного состава. Мощность 1000 м.

По физическим свойствам (табл. 5) докембрийский комплекс пород выделяется специфичными магнитными и гравитационными полями, заметно отличающимися от таковых ордовика. Магнитное поле весьма сложное, обусловлено пестротой литологического состава и характером магнитной восприимчивости пород. Линейные магнитные аномалии вытянуты по простиранию пород на 3—4, реже 6—7 и более километров при ширине 0,3—0,5 км с максимальным значением ΔZ до 1700—2000 γ , с резкими горизонтальными градиентами. Площадные положительные аномалии имеют размеры 2×5 км с целым рядом отдельных максимальных значений ΔZ в пределах одной аномалии —

до 2000—2500 γ . Площадные аномалии пространственно отделены от линейных и соответствуют срединным частям антиклинальных структур, сложенных диабазовыми порфиритами. Гравитационное поле аналогично магнитному. Докембрийский комплекс отличается положительной аномалией, пространственно принадлежащей области магнитных аномалий. Среди локальных аномалий с радиусом осреднения 2 км обособляются, так же как и в магнитном поле, линейные и площадные аномалии.

Нижнепалеозойские (ордовик) породы в целом характеризуются спокойными магнитными полями, обычно не превышающими 0—300 γ , причем господствуют интервалы 100—200 γ . Повышенные значения ΔZ (до 600—800 γ) обычно приурочены к приконтактовым участкам ордовикских пород с поздними интрузиями гранитоидов.

При гравиметрическом изучении установлены локальные аномалии с радиусом осреднения 3 км и отрицательными полями (O_{1+2} , O_{1+3}).

Верхний силур и нижний девон (S_2-D_1)

К этой системе мы относим эффузивно-интрузивные породы ишимского магматического комплекса, в котором вулканы представлены тремя «свитами», или эффузивными фазами (от ранних к молодым).

1. Лавы авгитовых порфиритов (плагноклазовых), лейцитовых базальтов и тефритов, а также их пирокластические материалы (туфы, туфобрекчии, туфоагломераты, бомбы). Мощность «свиты» около 1000 м.

2. Переслаивание лав и пирокластов лейцитовых (эпилейцитовых) порфиритов. Мощность фонолитовой «свиты» более 1,5 км.

3. Лавы, туфолавы, туфопесчаники и туфоагломераты трахит-эпилейцитовых порфиритов (фонолито-трахиты) и щелочных трахитов. Мощность «свиты» около 1000 м.

Основанием для отнесения этих пород к нижнему девону служит их геологическое положение — прорывание нижнепалеозойских (O_{1-2-3}) отложений с трансгрессивным налеганием на них нижнего карбона, а также абсолютный возраст (340—415 млн. лет) щелочных интрузий, комагматичных с этими эффузивами.

Нижний и средний девон (D_{1-2})

Вулканические образования этого возраста встречены на северном крыле Шолаксандыкской антиклинали. Представлены они кислыми вулканитами — кварцевыми порфирами, трахилипаритами, трахиандезитовыми порфиритами и их эруптивными брекчиями. Последние слагают жерло Акчагыльского вулкана. С эффузивами D_{1-2} связаны дайковые породы того же состава. Осадочные породы, сформировавшиеся в это время, отмечаются на северо-западном обрамлении Тенизской впадины и состоят из конгломератов, песчаников, алевропесчаников и алевролитов.

Средний — верхний девон (D_{2-3}) отмечен в северо-восточном углу района, выше пос. Ишимского, где он с резким угловым несогласием перекрывает породы шинсайской свиты венда и среднеордовикскую толщу. Сложен осадочно-вулканогенными образованиями (андезитобазальтовые порфириты, аркозовые песчаники и пироксен-трахиандезитовые порфириты и диабазы).

Карбон. Отложения карбона в изученном районе представлены нижним и средне-верхним отделами и слагают Жаркаинагашскую и Ишимскую мульды и юго-западное крыло Кийминской мульды.

Нижний отдел карбона (турнейский ярус) на Ишимской Луке занимает периферийную часть (основание) Жаркаинагашской (южнее Есильского массива) и Ишимской мульды (севернее ст. Кенская). Нижнекарбонные отложения фаунистически охарактеризованы М. С. Волковой и Е. А. Кузнецовым. В пределах Жаркаинагашской мульды турнейские отложения лежат на размытой поверхности нижнепалеозойских пород, на гранитоидах и породах щелочного комплекса. Они сложены аркозовыми песчаниками, алевролитами, мергелями и известняками. Общая мощность отложений турне у могилы Балтабая, по данным М. С. Волковой, около 300 м. Мощность нижнего карбона, по нашим данным (по скважине на правом берегу р. Ацилысай), 30—100 м.

Средний — верхний отделы карбона представлены разнообразными красноцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями конгломератов (владимировская свита) в нижних частях разреза; красноцветными алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников в средних частях разреза (кирейская свита); верхи разреза составлены дальненским и белеутинским горизонтами, состоящими из песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков. Общая мощность толщи около 1000 м.

Мезозой. Из отложений мезозоя в районе присутствует кора выветривания по палеозойским и докембрийским образованиям, особенно по изверженным породам. Мощность 50—70 м.

Четвертичные отложения, развитые повсеместно, выражены аллювиальными и делювиальными осадками — песками, глинами, суглинками и галечниками. Общая мощность колеблется от 30 до 100 м.

Тектоническое строение района ишимского магматического комплекса

Главным элементом тектонической структуры района (Ишимская Лука) щелочного комплекса является Жаркаинагашский асимметричный антиклинорий. Структура характеризуется одноплановостью и унаследованностью пликативных деформаций допалеозойского и нижнепалеозойского этапов развития. В среднем и верхнем палеозое она сохраняет северо-восточное направление.

Протерозойские и нижнепалеозойские отложения в пределах антиклинория образуют серии узких линейных складок, вытянутых на северо-восток. На востоке оси складок плавно поворачивают в широтном направлении, повторяя в плане изгиб границы Кокшетауского поднятия.

На западе Жаркаинагашская структура погружается под мезозойские отложения Тургайского прогиба, а на юго-востоке — под средне-верхнемезозойские образования Тенизской впадины. Северное ее крыло является одновременно южным крылом Калмаккольского синклинория.

На территории антиклинория выделяется ряд относительно крупных структурных элементов второго порядка — Тасоткульская синклиналь, сложенная породами ордовика, Шолаксандыкская и Шинсайская (Братолюбобская) антиклинали, составленные образованиями рифея и венда в ядрах и ордовикскими — в крыльях. Шолаксандык-

ская антиклинальная зона осложнена двумя антиклинальными складками третьего порядка — Кокбельской и Ирдынкольской, в ядрах которых обнажаются породы эффузивной серии — диабазовые порфириды. Тасоткульская синклиналь, в которой размещен щелочной массив, имеет северо-восточное простирание ($35—45^\circ$) и замыкается на северо-востоке, расширяясь и погружаясь на юго-западе.

Среднеордовикские (андрюшенская свита) отложения — песчаники и алевролиты, которые слагают Тасоткульскую синклиналь, смяты в складки более высоких порядков с наклоном крыльев $50—70^\circ$. В северо-восточной и юго-западной частях синклиналь пересекается гранитоидными интрузиями второго девонского комплекса (Борлыкольский и Державинский массивы). Секущие интрузивные тела гранитоидов и щелочных пород наблюдаются также и в средней части синклинали (щелочной массив, Савинковский интрузив гранодиоритов и т. д.). Северо-западное ее крыло граничит с Шолаксандыкской антиклинальной зоной, вероятно, по разлому.

Помимо указанных пликативных форм складок второго и третьего порядков Жаркаинагашский антиклинорий осложнен более мелкими формами дислокации, преимущественно северо-восточного простирания, разорванными многочисленными нарушениями того же направления. Многие из них обладают стрельчатой или челнокообразной формой, что определяется ундуляцией шарниров, нередко наблюдаемой в сильно сжатых и мелких складках четвертого и более высоких порядков.

На каледониды Жаркаинагашского антиклинория наложены Ацильсайская, Ишимская (севернее щелочного массива) и Кийминская (северо-восточный угол района) брахисинклинали, выполненные породами девона и карбона. Это типичные наложенные мульды, в формировании которых проявился герцинский тектогенез. Ацильсайская мульда южнее щелочного массива сложена отложениями нижнего, среднего и верхнего карбона. Это асимметричная брахисинклиналь с падением углов на крыльях $20—30^\circ$ на северо-западе и $30—40^\circ$ — на восток-юго-востоке.

Пликативные формы складчатости сильно осложнены многократно проявившейся разрывной тектоникой. Направление основных разломов, имеющих часто характер взбросов и взбросо-надвигов, нередко совпадает с общим простиранием складок. На площади Ишимской Луки наиболее развитыми и, вероятно, наиболее древними из дизъюнктивных структур являются разломы северо-восточного направления, т. е. продольные по отношению к пликативным структурам. Судя по вытянутости интрузивных массивов, такие разломы в породах складчатого основания контролируют эффузивный и интрузивный магматизм района. Гранитоидные интрузивы региона приурочены в основном к таким расколам. Другие системы разрывов северо-западного, субширотного и субмеридионального простирания по времени заложения, по-видимому, являются более поздними, чем продольные (глубинные) расколы. Однако необходимо отметить, что северо-западные (поперечные) системы дизъюнктивов наряду с северо-восточными, очевидно, играли решающую роль в формировании таких крупных щелочных массивов, как Есильский, Шинсайский, Масальский и другие, приуроченных к месту пересечения продольных и поперечных разломов. При формировании кольцевых интрузий и экструзий, видимо, происходило еще заложение кольцевых и концентрических трещин-разломов до излияния или внедрения сложных магматических пород Есильского субвулкана.

Магматизм района

Отличительной особенностью геологии Ишимской Луки (ниже широты центральной усадьбы совхоза «Шолаксандыкский» является большое (около 40% всей территории района) участие магматических пород в процессах петрогенеза и металлогении (рис. 6).

Общая обследованная площадь составляет около 2700 км², из них свыше 1100—1200 км² занимают магматические породы, а остальные 1500—1600 км² — осадочно-метаморфические образования рифея и венда, нижнего и среднего палеозоя, а также мезозоя — кай-

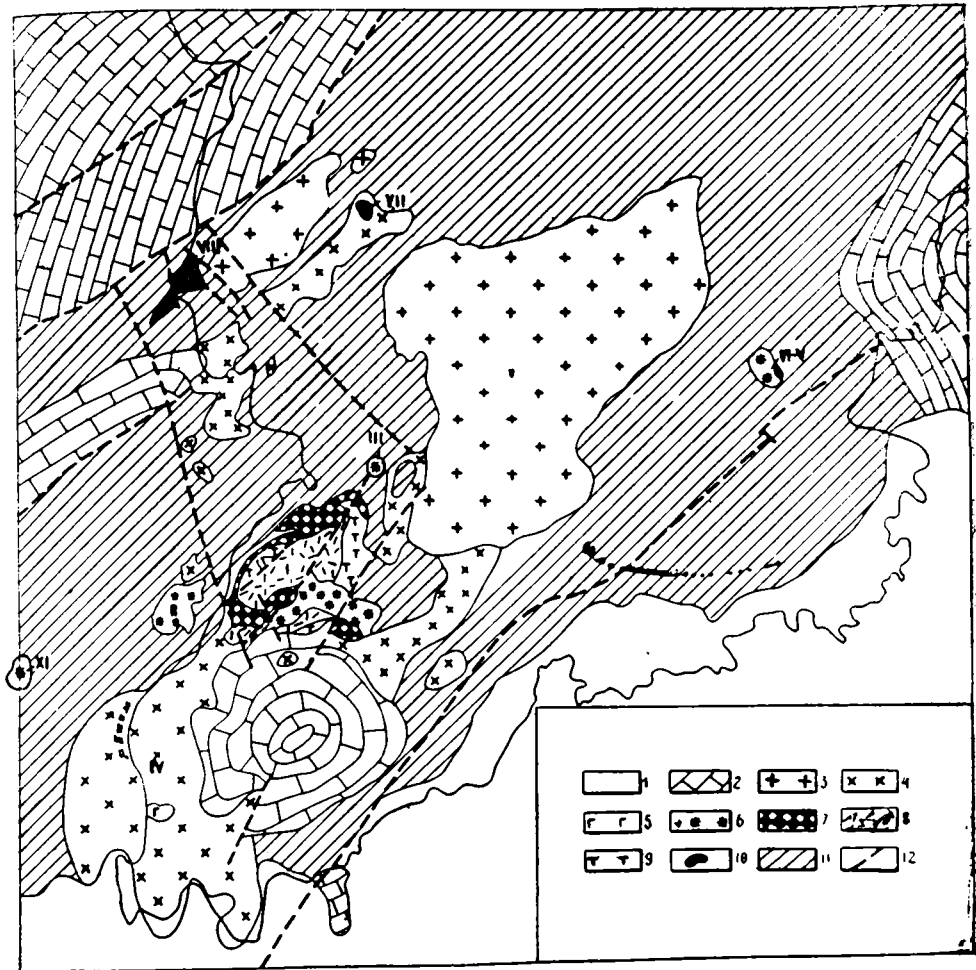


Рис. 6. Схема распространения магматических образований Ишимской Луки. 1 — площадь выходов мезозой-кайнозойских образований; 2 — наложенные мульды, выполненные отложениями девона (D_{2+3}) и карбона (C_1+C_{2+3}); 3 — лейкократовые граниты; 4 — гранодиориты и кварцевые диориты; 5 — габбро; 6 — щелочноземельные интрузии (щелочные сиениты, монзониты, эссекситы, кенталлениты); 7 — нефелин-сиенитовые интрузии и либнеритовые сиениты; 8 — щелочные эффузивы трахит-эпилейцитового и эпилейцитового состава; 9 — лейцитовые базальты и тефриты, авгитовые порфириты; 10 — горнблендиты, пироксениты; 11 — нижнепалеозойские образования; 12 — тектонические разломы. Массивы: I — Есильский, II — Кенский, III — Тасоткульский, IV — Державинский, V—VI — Шинсайский и Северо-Шинсайский, VII — Шолаксандыкский, VIII — Пятигорский, IX — Кенталдысайский.

нозой. Изверженные породы представлены разновозрастными эффузивно-интрузивными формациями палеозоя. В процентном отношении от общей площади (около 1200 км²), от ранних к молодым, они распределены примерно так, как показано в таблице 6. Максимальное проявление магматизма отмечается в среднем палеозое (девонские эффузивно-интрузивные образования занимают свыше 60% площади), а в рифее и нижнем палеозое интенсивность магматических процессов была несколько слабее (магматические образования докембрия и ордовика занимают около 40% площади). Наряду с этим следует отметить, что в допалеозое более развиты вулканогенные породы, чем интрузии, а в среднем палеозое, наоборот, над поверхностными образованиями господствуют глубинные породы.

Таблица 6

Площади распространения магматических образований в пределах Ишимской Луки

Формация	Комплекс	Массив	Геологический возраст	Эффузивная фация	Интрузивная фация
Альбазитовая и альгипербазитовая	Ишимский, жаркаинагапский	Есильский, Кенский, Шинсайский, Масальский, Пятигорский, Койтасский и др.	R	Диабазовые и базальтовые порфириты, спилиты и их пирокластические материалы (37—38%)	Субвулканические тела габбро и габбро-диабазов (2—4%)
			O ₃	Разнообразные порфириты и их туфы (0,5—1%)	Габбро, диабазы (0,5%)
			S ₂ -D ₁₊₂	Щелочные вулканы — пикритовые порфириты, авгититы, тефриты, лейцитовые базальты, фонолиты, фонолито-трахиты (4—5%)	Пироксен-оливиновые породы, пикриты, пироксениты, шонкиниты, малиньиты, святоноси-ты, нефелиновые сиениты, монциониты, эссекситы, кенталлениты, щелочные граниты (8—10%)
Альгранитовая	Шолак-дыкский	Державинский, Борлыкольский, Ащилысайский, Савинковский	D ₃ -C ₁	Диабазовые порфириты, андезито-базальты, трахиандезиты, трахидациты, трахито-липариты (6—7%)	Габбро, диориты — сиенодиориты, кварцевые диориты → гранодиориты → граниты (35—45%)

Таким образом, в исследованном районе нами выделяются четыре крупных магматических комплекса — рифейский, ордовикский, позднекаледонский (D₁) и раннегерцинский (D₃-C₁). В работе подробно описаны изверженные породы позднекаледонского щелочного комплекса, как наиболее полно изученные.

В районе Ишимской Луки выделить два разновозрастных магматических комплекса в среднем палеозое нам позволили следующие факты: во-первых, щелочные породы Есильского массива явно пересекаются и довольно интенсивно перерабатываются интрузиями гранитоидов Ащилысайского, Борлыкольского, Державинского и других плутонов; во-вторых, щелочные плутониты завершают полный текто-

но-магматический цикл каледонской эпохи; в третьих, время становления обоих комплексов, по данным радиогеологических определений, различно (табл. 7). Преобладающая часть определений выполнена на наших материалах в лаборатории абсолютного возраста Института геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР (А. И. Иванов и др.). Содержание радиогенного аргона устанавливалось методом изотопного разбавления с применением в качестве эталона Ar^{38} , содержание калия — методом пламенной фотометрии. Расчет цифр велся по константам, принятым в 1960 г. комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций:

$$\lambda_K = 0,55 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}; \lambda = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1};$$

$$K_{40} = 0,0001222K \text{ (по весу).}$$

Абсолютный возраст щелочных пород ишимского комплекса (414—350 млн. лет) в целом весьма близок и по господствующим значениям отвечает нижнему — среднему девону. По средним цифровым значениям в пределах щелочного комплекса выделяются шесть «главных» этапов или фаз: первый — эффузивный — 414 млн. лет (вариации 372—438), второй — также эффузивный (субвулканический) — 322 млн. лет; из плутонов — второй интрузивный со значением 373—378 млн. лет (360—390), третий — 350 млн. лет (310—390), четвертый — 413 млн. лет (350—460) и пятый — 365 млн. лет (344—377). Если средние значения для второй фазы вулканизма (414 млн. лет) очень близки к геологическому возрасту (D_1), то цифра для тех же вулкаников, но уже сильно измененных (322 млн. лет) показывает на довольно «молодой» возраст, очевидно, соответствующий лишь времени метаморфизма под влиянием позднейших гранитоидных интрузий.

Плутонические фазы комплекса, как свидетельствуют данные определения абсолютного возраста, очень близки между собой, за исключением щелочноземельных интрузий, которые заметно отличаются от нефелин-сиенитовых образований небольшим «удревнением» цифр, что противоречит нашим представлениям о позднем образовании пород кенталленит-монцонитовой группы. Вероятно, здесь сказались несколько иное качество определяемого материала — биотита. Биотит в кенталленитах и монцонитах зачастую представлен сильно железистой разновидностью — лепидомеланом и нередко вермикулитом — и очень часто замещается поздним амфиболом и хлоритом, поэтому вполне допустимо, что определения несколько «удревляют» возможный возраст интрузии. Но, учитывая допустимые пределы ошибки метода ($\pm 10—15\%$), разброс средних цифровых значений для указанных четырех интрузивных этапов щелочного магматизма в 25—30 млн. лет можно считать незначительным, а определение — более или менее правильным. Однако можно предполагать и обратное, т. е. то, что щелочноземельные плутоны являются наиболее ранней (первой) интрузивной фазой щелочного комплекса, следующей сразу же за извержением вулкаников трахизипилейцитовых порфиоров. Но этот вариант менее вероятен.

Одна проба калишпата из гранит-пегматитов, пересекающих щелочной комплекс, дает заметно отличающиеся цифры (325 млн. лет) по сравнению с типичными щелочными породами, но независимо от явно заниженного значения (они, вероятно, показывают, лишь 80% истинного возраста, определяемого по биотитам, как обычно бывает с валовыми пробами) они все же хорошо отбивают границу двух различных комплексов — позднекаледонского щелочного и герцинского гранитоидного.

Таблица 7

**Абсолютный возраст щелочных и гранитоидных пород Ишимской Луки
(аргоновый метод)**

Массив	Фация	Фаза	№ образца	Минерал или порода	Возраст, млн. лет	Среднее по группам	Автор
Есильский	Эффузивная	II	1	Эпилейцитовый порфир фе- нитизированный	438) 372) 432)	414	Материалы автора
			2	Биотит			
			3	»			
			4	Фенитизированный эпилей- цитовый порфир	322		
	Плутоническая	II	5	Биотит из среднезернистого нефелинового сиенита	390)	(378)	»
			6	То же	378		
			7	»	375		
			8	»	360		
			9	Среднезернистый нефелино- вый сиенит	375)		
		10	То же	360)	Полевая, 1958 Материалы автора		
	III	11	Мелкозернистый нефелино- вый сиенит	385			
Плутоническая	IV	12	Биотит из нефелинового пегматита	390)	350	Материалы автора	
		13	То же, с бритолином	310)			
		14	Биотит из монзонита	455)			
		15	То же	405)			
		16	Биотит из сиенодиорита	410)			
		17	То же	388)			
		18	»	350)			
	19	Биотит из кенталленита	460)				
	V	20	Граносиенитовый щелочной пегматит	377)	365	»	
		21	То же	374)			
22		»	344)				
		23	Калишпат из гранит-пегма- тита	325			
Ащилысай- ский интру- зив грано- диоритов	II	24	Биотит из гранодиорита	400)	372	»	
		25	То же	387)			
		26	»	380)			
Державин- ский массив гранитоид- ов		27	Биотит из гранодиорита	417)	379	»	
		28	То же	378 ± 19)			
		29	»	290 ± 19)			
		30	Гранит	426 ± 17) 382 ± 18)			
Борлыкколь- ский интру- зив гранит- ов		31	Гранит	401 ± 19)	388	»	
		32	То же	401)			
		33	»	385 ± 17)			
		34	»	356 ± 24)			
		35	Дайки гранит-аплита	249 ± 17)			
		36	То же	228 ± 11)			
Савинков- ский интру- зив гранит- ов		37	Лейкократовые граниты	391 ± 15)	343	»	
		38	То же	344 ± 22)			
		39	»	294 ± 17)			

Для гранитоидов Ишимской Луки имеется также большое количество радиогеологических определений (17 цифр) как по биотитам, так и по породам. Вариации цифр ложатся в пределах 330—421 млн. лет. По средним цифровым данным, они разделяются на три возрастные группы: первая группа интрузий находится в пределах 372—388 млн. лет, сюда относятся гранодиориты и кварцевые диориты Ацильсайского и Державинского интрузивов, а также граниты Борлыкольского массива; вторую возрастную группу представляют лейкократовые граниты Савинковского плутона со значением 343 млн. лет (вариация 299—391 млн. лет); в третью группу попадают дайки гранит-аплитов из Борлыкольского плутона, среднее значение которых показывает 239 млн. лет (вариация 228—249). Таким образом, возраст гранитоидов Ишимской Луки весьма близок к таковому щелочному комплексу и по преобладающим значениям соответствует верхнему девону или нижнему карбону, но никак не ордовику, как считают многие геологи.

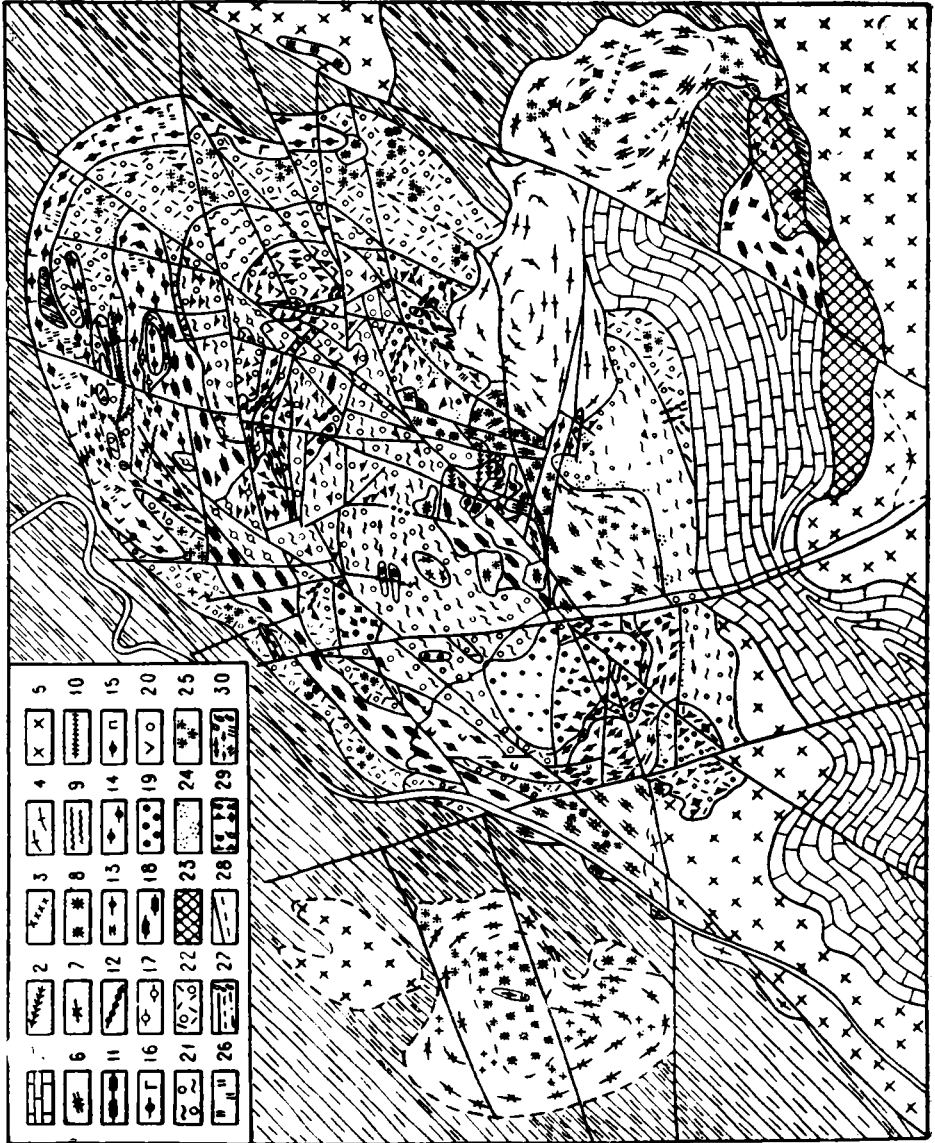
ГЕОЛОГИЯ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ ИШИМСКОЙ ЛУКИ

Есильский вулcano-плутон

Геологическое положение, форма и состав щелочных эффузивов. Есильский вулcano-плутон находится в весьма крупной глубоко размытой кальдере нижнедевонского стратовулкана, приуроченного к месту пересечения двух региональных разломов глубинного заложения: северо-западного (поперечного по отношению к общей структуре Жаркайнагашского антиклинория) и северо-восточного (продольного) направлений, в юго-восточной части Тасоткульской синклинали в пределах каледонского антиклинория. На кальдере проседания в эпоху становления Ишимского вулкана указывает наличие внешнего пояса (кольца) лейцитовых базальтов, тефритов и авгитовых порфиритов, среди которых нередко встречаются их субвулканические, сравнительно хорошо раскристаллизованные фациальные разновидности — лейцитовые пироксениты. Наличие щелочных базальтоидов эффузивного облика в основании Ишимского стратовулкана является прямым доказательством существования мульды, сложенной вулканитами.

Размер кальдеры в поперечнике от 8 до 10 км (если считать до внешнего пояса эссекситов — 16 км), а по длине, по внешним линиям, до 14—15 км (рис. 7). Становление кальдеры в данном случае, вероятно, связано с временным ослаблением вулканического очага. Большие по объему излияния лавы из боковых кратеров, расположенных у подножия основного вулкана (центр массива, где жерла предполагаемого вулкана сложены лавобрекчией и лапиллией трахит-эпилейцитового порфира с хаотически расположенными обломками, а в некотором отдалении — слоистыми туфолавами и туфобрекчиями), по-видимому, способствовали, при недостаточном поступлении новых порций вулканического материала из глубины, появлению в верхней части вулкана полости, в которую затем проваливались лежащие выше горные породы — на дневной поверхности возникала кальдера (котловина). После образования первичной кальдеры вулканическая деятельность возобновляется с еще большей силой. В результате повторных извержений в середине основной кальдеры и по ее краям образуются серии новых, «паразитических» вулканов.

Ширина полос лейцитовых порфиритов или щелочных базальтоидов (внешнее кольцо) колеблется (рис. 7 и 8) от 500 до 1500 м, т. е. на востоке она значительно больше, чем на западном крыле, что явно



указывает на асимметричное строение кальдеры. Строение крыльев кальдер проседания хорошо видно на структурных разрезах (рис. 8): падение по псевдослоистости или по флюидалности, а также по субпараллельно расположенным фенокристаллам (полевые шпаты и феррические минералы) направлено от периферии к центру под углом $60-80^\circ$.

Центральная часть кальдеры (внутренний пояс эффузивов) сложена фонолитовыми и трахито-фонолитовыми порфирами, сильно дислоцированными — мелкие складки нередко с крутыми углами падения ($65-80^\circ$) и резкими изменениями простирания. На некоторых участках наблюдается моноклиальное (на северо-запад) падение слоев (разрезы III, IV, V, VII) с углами от 50 до 75° .

Щелочные эффузивы очень часто разбиты вертикальными разрывами на многочисленные блоки, нередко смещенные относительно друг друга. Характер дизъюнктивных смещений в большинстве случаев отвечает, вероятно, сбросо-надвигам. Господствуют разрывы продольные (северо-восточные) и поперечные (северо-западные); несколько меньшую роль играют широтные и меридиональные дизъюнктивы.

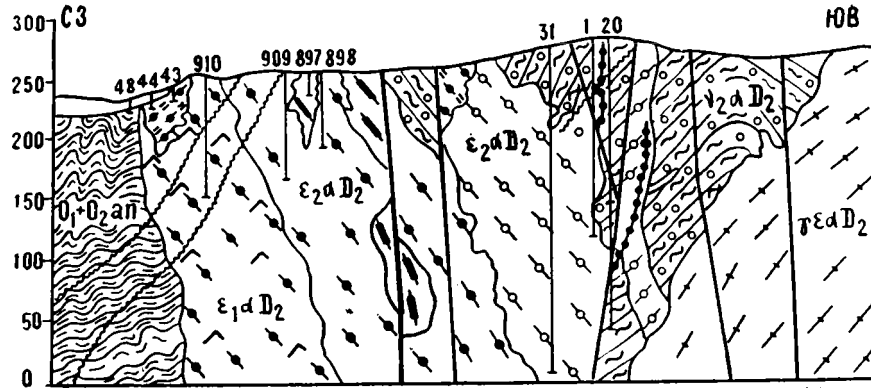
По типу извержений Есильский стратовулкан приближается к плинианским — его деятельность сопровождалась извержением значительно дифференцированных продуктов с преобладанием пирокластов над лавовыми продуктами (Ритман, 1964).

Геология и формы залегания щелочных интрузий. Щелочные интрузии Есильского массива, в первую очередь нефелиновые сиениты (все разновидности), слагают серии дайкоподобных и штокообразных тел, в плане образующих кольцевые структуры (рис. 7). Это конические системы даек, выполняющие трещины и развивающиеся по окружности около вулканических центров (в нашем случае вокруг Ишимского стратовулкана). Такие дайки, по-видимому, являются корнями вулканических аппаратов.

Кольцевая форма щелочных интрузий характеризуется сравнительно небольшой (от 200 до 1000 м) мощностью, дайкообразной морфологией и очень крутым, почти вертикальным ($65-80^\circ$) падением контактов. Эти «дайки», как видно из структурно-петрографической карты и разрезов, падают нередко от периферии к центру и образуют в целом конус со стенками, наклоненными внутрь (косьвиты, лимбургиты, авгититы, лейцититы). Кольцевое строение их подтверждается

Рис. 7. Структурно-петрографическая карта ишимского магматического комплекса. Составили А. Н. Нурлыбаев и А. Г. Панченко. 1 — нижний карбон — кремнистые известняки, мергелистые песчаники, алевролиты; 2 — кварцевые жилы; 3 — монцонит-порфиры; 4 — граносиениты; 5 — кварцевые диориты, гранодиориты и граниты; 6 — сиениты щелочные, пертитовые и щелочные кварцевые, монцониты; 7 — кенталлениты и эссекситы; 8 — пикриты, пикрито-диабазы, пироксениты; 9 — вогеиты; 10 — среднезернистые жильные нефелиновые сиениты; 11 — нефелиновые сиенит-порфиры; 12 — трахит-эпилейцитовые и эпилейцитовые порфиры (жильные); 13 — такситовые нефелиновые сиениты; 14 — нефелиновые сиениты среднезернистые; 15 — нефелиновые сиениты крупнозернистые; 16 — святоноситы, малиньиты, пуласкиты; 17 — псевдо- и эпилейцитовые сиениты; 18 — либнеритовые сиениты; 19 — эпилейцитовые порфиры (субвулканическая фация); 20 — щелочные эффузивы трахит-эпилейцитового состава (туфы, лавы, туфолавы); 21 — щелочные эффузивы эпилейцитового состава (туфы, лавы, туфолавы); 22 — лейцитовые базальты и тефриты, авгитовые порфириты (лавы, туфы); 23 — скарнированные породы; 24 — фенитизация; 25 — биотитизация; 26 — альбитизация; 27 — контуры достоверные (а) и предполагаемые (б), постепенные переходы (в); 28 — нерасчлененные отложения нижнего и среднего ордовика (андрушенская свита): песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, диабазовые порфириты; 29 — углы наклона кристаллов: а — $30-50^\circ$; б — $50-60^\circ$; в — $65-85^\circ$; г — $89-95^\circ$; 30 — сланцеватость (а); полосчатость в интрузивных породах (б); слоистость в эффузивах (в).

РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ X-X



РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ XI-XI

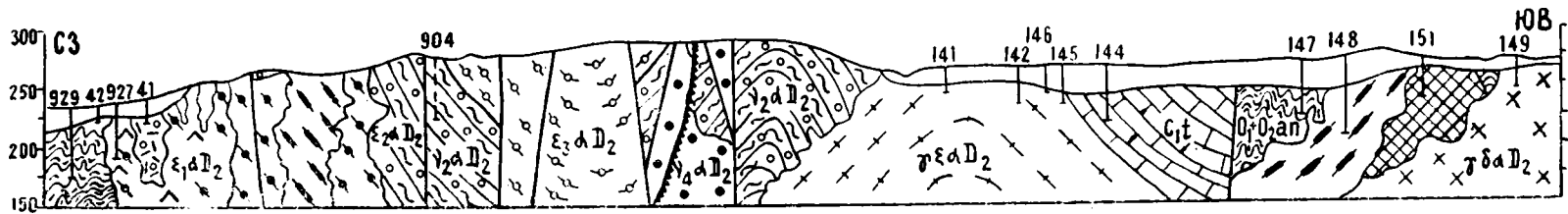


Рис. 8. Геологические разрезы и структурно-петрографической карте ишимского магматического комплекса.

также наличием вблизи вулканического центра конических даек и штокообразных интрузивных тел кенталленитов, эссекситов и монцонитов.

Основным структурным элементом, обусловившим форму описываемых щелочных интрузий, а также эффузий, по-видимому, являются конические системы трещин, связанные с динамическими воздействиями магмы. Они образуются, видимо, по типу сколовых трещин при относительно небольшой мощности пород кровли. Кольцевые дайки (крупно-среднезернистые нефелиновые и эпинефелиновые сиениты) заполняют в плане круговые и полукруговые трещины, отличающиеся от конических тем, что они образуются при оседании кровли над глубоко залегающими интрузивными телами. Это характерно и для излученного нами массива, где к опущенной центральной части, между кольцевыми трещинами, приурочены извержения поверхностных вулканических продуктов — лав и туфов лейцитовых порфиритов и лейцитовых тефритов, затем фонолитовых и трахито-лейцитовых порфиров. Периферические кольцевые трещины (более приподнятая часть) выполнены последующими порциями магмы — щелочными интрузиями, т. е. нефелиновыми сиенитами, монцонитами и щелочными сиенитами. Отдельные интрузии не всегда являются непрерывно- или полнокольцевыми и коническими.

Вопросами механизма возникновения кольцевых и конических интрузий занимались многие геологи (Андерсон, 1935; Елисеев, 1953). Кольцевые интрузии, по их мнению, выполняют кольцевые разломы, возникающие вследствие уменьшения магматического давления, и сопровождаются опусканием центральной части вулканоплутона. Конические трещины или системы их возникают в связи с динамическим воздействием магмы (увеличение давления) и образуются по типу сколовых трещин в местах наибольшего давления при относительно небольшой мощности кровли.

Таким образом, Есильский массив является сложным вулканоплутоническим образованием трахибазальтового и фонолитонефелин-сиенитового состава, возникшим в субплатформенных условиях, и представляет собой комплекс разновременных (но очень сближенных по времени) излияния и внедрения) конических и кольцевых даек.

Этот сложный стратовулкан сформировался в течение трех эффузивных и четырех интрузивных фаз. Наиболее ранними образованиями его являются лейцитовые базальты, авгитовые порфириты, а также лейцитовые тефриты, слагающие самую периферическую часть вулкана. Внешний контакт этих пород достаточно крутой (65—80%) и наклонен в основном к центру массива. Продукты второго этапа вулканизма, давшего мощную толщу фонолитов, заполняют полость второй (от периферии к центру) конической трещины (восточная, южная и западная части вулкана), а вулканический центр, т. е. третья коническая трещина, выполняется извержениями третьей фазы вулканической деятельности — туфолавами, лавобрекчиями и лавами трахито-эпилейцитовых порфиров. Эффузивный этап вулкана венчается образованием субвулканических тел эпилейцитовых порфиров, даек фергуситов, эпилейцитовых тингуаитов и т. д.

Сразу же после затухания вулкана начинается внедрение щелочных интрузий. По форме интрузии напоминают кольцевые дайки. Наиболее ранняя фаза — лейцитовые пироксениты, святоноситы, нефелиновые шонкиниты (бывшие гранат-амфиболовые нефелиновые сиениты) — имеет всюду контакт в виде конуса с вертикальными (70—90°) наклонами к центру плутона. Менее древний этап — образование такситовых, эпилейцитовых и псевдолейцитовых сиенитов —

слагают «вторую» полосу нефелин-сиенитовых интрузий. Затем идут крупнозернистые биотит-гранатовые нефелиновые сиениты, выполняющие «внешние» кольцевые дайки юго-западного участка массива. Более молодые образования — среднезернистые нефелиновые сиениты (основная фаза нефелиновых интрузий) — представляют собой мощную кольцевую интрузию шириной от 100 до 1400 м, на что указывают концентрическая форма и почти вертикальное (70—90°) залегание контактовой поверхности.

Следующая фаза щелочных интрузий — формирование кенталленитов, эссекситов, монцонитов и щелочных сиенитов, слагающих пять-шесть обособленных конических интрузивных тел: периферию главного Есильского вулкана (Кенский, Баландысайский и Тасоткульский интрузивы) и центральную часть массива (участок Таскудук).

В связи с внедрением гранитоидов «второго девонского» комплекса в породах щелочного массива интенсивно проявился калиевый метасоматоз, выраженный в образовании слюдисто-калишпатовых пород типа либнеритовых сиенитов, слагающих около трети площади развития щелочных интрузий. Калиевому метасоматозу подверглись почти все породы массива — эффузивы, магматиты интрузивной и жильной фацций щелочного комплекса.

При формировании щелочного массива по кольцевым структурам интрузии нефелиновых сиенитов и связанные с ними породы щелочноземельного ряда (кенталлениты, монцониты и др.) при внедрении, вероятно, имели «самостоятельные» или «автономные» центры концентрически-зональной структуры в такой последовательности (от периферии к внутренним частям и снизу вверх): гранат-амфиболовые и пироксен-амфиболовые нефелиновые сиениты (крупнозернистые и среднезернистые), такситовые, эпи- и псевдолейцитовые сиениты, крупнозернистые биотит-гранатовые нефелиновые и среднезернистые нефелиновые сиениты. В пределах массива можно наметить по крайней мере четыре-пять таких центров на участках Северный, Таскудук, Центральный, Ащилысай и Южный. Точно такие же интрузивные центры можно предполагать, в частности, и в эссексит-монцонитовой группе интрузий. Таким образом, общее количество интрузивных центров увеличивается до 8—10.

Концентрически-зональное строение также характерно и для группы эссексит-монцонитов — центры штоков сложены менее основными разновидностями (щелочными сиенитами и сиенодиоритами), а периферия — более основными породами (эссекситами, кенталленитами и монцонитами).

Таким образом, нашими исследованиями (Нурлыбаев, 1960—1970) твердо установлена концентрически-кольцевая морфология магматических тел Есильского вулканоплутона. Некоторая прерывистость кольцевых зон объясняется наличием более молодых интрузий — гранитоидов второго девонского комплекса — и последующей дизъюнктивной тектоникой.

Внутреннее строение массива. Из внутренних структур массива — вулканоплутона — нами в естественных и искусственных обнажениях удалось наблюдать: в эффузивных породах — слоистость, флюидальность и ориентированные фенокристаллы, а также вытянутые вкрапленники лейцита и обломочного материала (в туфолавах и лавобрекчиях; рис. 9); в щелочных интрузиях — полосчатость и линейные текстуры течения, а также трещинную тектонику (рис. 10). В щелочных эффузивах слоистость почти не устанавливалась из-за плохой обнаженности пород, но нам удалось восстановить этот пробел по

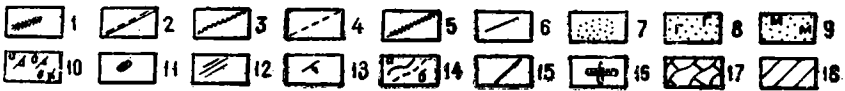
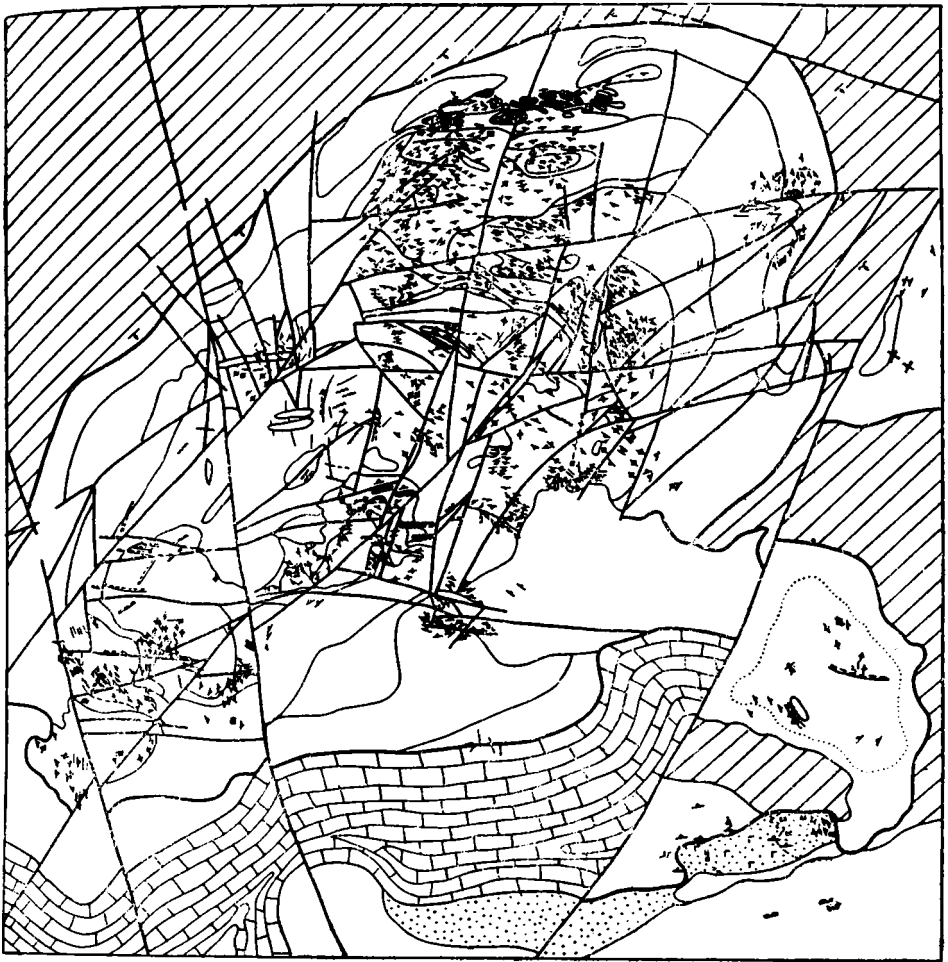


Рис. 9. Структурная карта Есильского массива. 1 — кварцевые жилы; 2 — эссексит-порфиры, монзонит-порфиры, граносиениты, сиениты; 3 — лампрофиры; 4 — нефелиновые сиенит-порфиры и сиениты; 5 — пегматиты; 6 — доинтрузивные жильные породы; 7 — скарнированные породы; 8 — скарны гранат-эпидот-полевошпатовые; 9 — скарны магнетит-полевошпат-гранатовые; 10 — ориентировка трахитоидности с углами наклона кристаллов: *a* — 35–49°, *b* — 50–80°, *в* — 81–90°; 11 — ориентированные шпильры и ксенолиты; 12 — сланцеватость; 13 — элементы залегания вмещающих пород; 14 — границы достоверные (*a*) и предполагаемые (*b*); 15 — тектонические нарушения; 16 — диаграммы — розы трещин отдельности в щелочных породах; 17 — нижний карбон: кремнистые известняки, мергелистые песчаники, алевролиты; 18 — нерасчлененные отложения нижнего и среднего ордовика (андрюшенская свита): песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, диабазовые порфиристы.

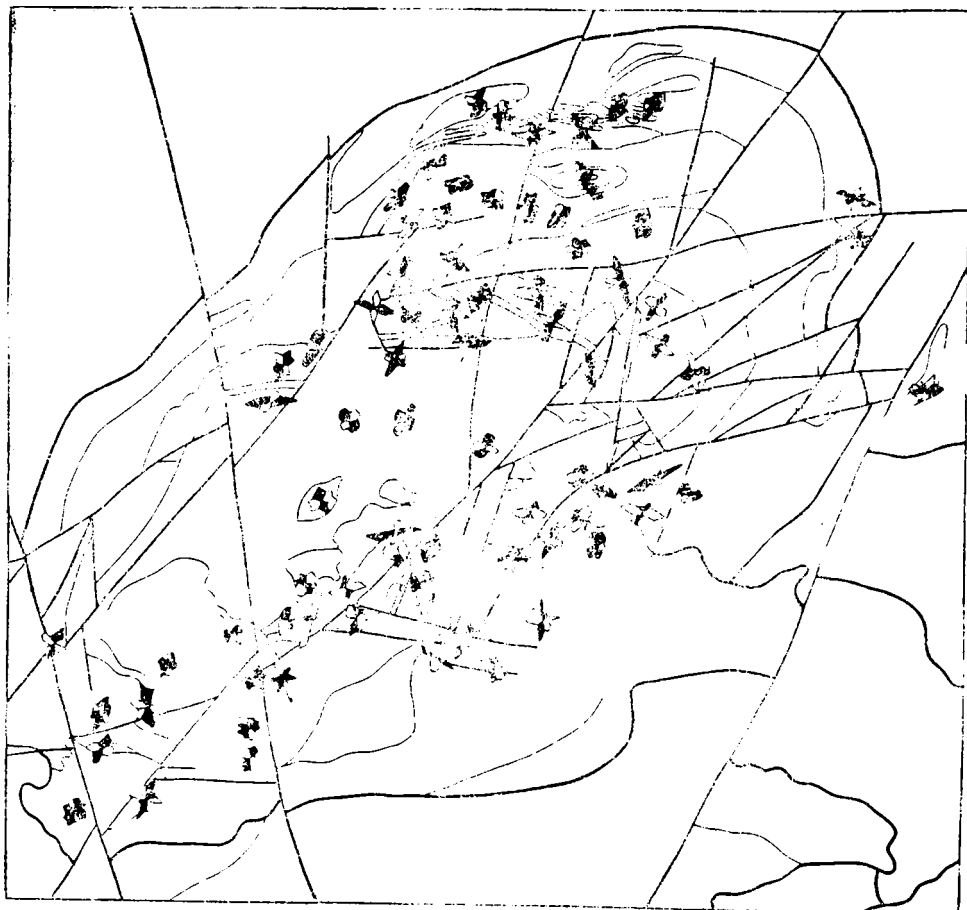


Рис. 10. Элементы трещинной тектоники Есильского массива (условные обозначения те же, что и на рис. 9).

пестроте петрографического состава вулканитов и их структуры, а также по их окраске.

Лейцитовые порфириты (лейцитовые базальты, авгитовые порфириты, лейцитовые тефриты) хорошо отличаются от других разновидностей щелочных эффузивов темно-зеленой, почти черной, окраской, более раскристаллизованной основной массой и фенокристаллами пироксена (авгита, реже эгирин-авгита), размеры которых нередко достигают 2—3 см в длину. Лейцитовые вкрапленники в них часто сплюснуты и почти всегда параллельны удлинненным кристаллам авгита. Направления вытянутых кристаллов в основном параллельны контактовой поверхности «слоев».

В эпилейцитовых порфирах (лавах) среди серовато-коричневой или малиновой основной массы бросаются в глаза белые лейцитовые вкрапленники. Большое количество этих вкрапленников (до 30—50% объема породы), а также относительно крупные их размеры (от нескольких миллиметров до 3—5 см в длину) резко отличают эти породы от других разновидностей щелочных эффузивов. В лавобрекчиях и туфолавах эпилейцитовых порфиров наблюдается флюиальность основной массы, в большинстве случаев ориентированной параллельно

покрову или потоку, как верхнему и нижнему, так и боковым. Кроме того, покровам фонолитов свойственно крупнопосчатое строение, обусловленное переслаиванием лав и лавобрекчий, а также туфолав с пузыристыми лавами (потоки и т. д.). Примечательно, что друг от друга они отличаются различной степенью раскристаллизованности пород, субпараллельной ориентировкой в них обломков и включений, чередованием полос различной окраски — серых, коричневатых и светло-серых и т. п.

Трахит-эпилейцитовые порфиры имеют темно-коричневатую и темно-серую окраску и очень небольшое (до 5—7%) количество вкрапленников эпилейцита. В них присутствуют фенокристаллы щелочных полевых шпатов, реже амфибола и лепидомелана. Направление таблитчатых минералов в них также согласуется с направлением контактовой поверхности покрова или потока. Погружение зачастую крутое или вертикальное (60—85°). Почти все разновидности щелочных интрузий этого уникального многофазного вулканоплутона отличаются правильной ориентировкой таблитчатых минералов (такситовая, трахитоидная и др.), характеризующей типичную текстуру течения. Также хорошо устанавливается первичная полосчатость в нефелин-сиенитовых интрузиях, представляющая послонные чередования пород различного минерального состава или чередования темных и светлых полос. Первичная расслоенность массива подтверждается также наличием плоскопараллельно расположенных таблитчатых минералов — полевых шпатов, амфибола, биотита и пироксена, обуславливающим трахитоидные текстуры (рис. 9, 10).

Кенский интрузив щелочно-ультраосновных и щелочных базальтоидов размером 10×6 км расположен на левом берегу р. Ишим, юго-восточнее железнодорожной станции Кенск, вблизи Есильского вулканоплутона. Интрузив выявлен геофизическими работами при наземной магнитной съемке в 1962—1963 гг., а затем предварительно оконтурен редкими картировочными скважинами территориальной экспедиции МГ СССР в 1964—1968 гг. Интрузив имеет сложное и зонально-кольцевое строение: периферийные участки сложены пироксенитами (косъвитами), эссексит-шонкинитами, кенталленитами, монцонитами, а центральная часть — щелочными и нефелиновыми сиенитами (?) (святоноситами). Вмещающими породами являются песчанисто-алевритистые отложения ордовика.

Тасоткульский интрузив щелочно-ультраосновных пород находится восток-северо-восточнее Есильского вулканоплутона. Диаметр его около 1,5 км (2×1,5 км). Выполнен он щелочными пироксенитами, горнблендитами, монцонитами и щелочными сиенитами с частыми колебаниями темноцветных минералов. Выявлен геофизическими и буровыми работами.

Державинский интрузив ортоклазовых габбро лежит южнее Есильского вулканоплутона, северо-восточнее одноименного поселка. Площадь его 1,5×1,5 км. Интрузив находится среди гранитоидов (граносиениты, граниты, гранодиориты) Державинского массива и имеет несколько вытянутую в субширотном направлении форму. По составу отличается от обычных габбро ортоклазовыми и оливковыми разностями (до монцонитов и сиенито-диоритов). Впервые выделен и описан нами в 1960 г.

Шинсайский массив щелочно-ультраосновных пород расположен к востоку от Есильского массива. Размер его 7,5×2,5 км. Большая часть интрузива закрыта рыхлыми отложениями. Вмещающими породами являются различные метаморфические сланцы, кварциты, известняки, аргиллиты так называемой шинсайской свиты венда (Vsch).

Имеет кольцевое и зональное строение, причем периферические его части сложены щелочными пироксенитами, а ядра — щелочными сиенитами, кенталленит-эссекситами, ортоклазовыми габбро и либеритовыми сиенитами (рис. 6).

Северо-Шинсайский интрузив площадью $3 \times 2,5$ км находится неподалеку от Шинсайского плутона. Преобладающая часть его скрыта под чехлом рыхлых образований. Боковые породы те же, что и в Шинсайском интрузиве, — сланцы, аргиллиты, кварциты венда. Петрографически в состав интрузива входят пироксениты, кенталлениты, габбро, ортоклазовые монцониты, щелочные сиениты и нефелиновые сиениты (?).

Шолаксандыкский массив, приуроченный к участку пересечения глубинного разлома северо-восточного направления с субмеридиональным разрывом, лежит северо-восточнее Есильского субвулкана. Выявлен в 1952 г. аэромагнитной съемкой, затем в 1952—1953 гг. оконтурен буровыми скважинами СКГУ. Размер плутона $3,5 \times 3$ км. Интрузив имеет кольцевое и зональное строение. Зональность несколько иная, чем в плутонах, описанных выше; центральная часть его сложена пироксенитами, а периферическая — горнблендитами, щелочными сиенитами с богатой вкрапленностью титаномагнетита (15—20%).

Пятигорский массив щелочноземельных гипербазитов и щелочно-ультраосновных пород расположен севернее Есильского субвулкана, вниз по течению р. Ишим, вблизи одноименного селения. Интрузив залегает среди порфиритов и сланцев верхнего рифея (R_2a), поэтому возраст его многими исследователями считается средне-верхнерифейским, т. е. сингенетичным с вмещающими вулканитами. Мы его возраст параллелизуем со щелочными породами Есильского вулканоплутона на основании сходства их петрогеохимического состава, структурного положения, а также пространственной близости. Следовательно, по нашим данным, возраст Пятигорского интрузива можно считать позднекаледонским (S_2-D_1), хотя и допускается возможность более раннего его образования. Верхняя возрастная граница устанавливается по прорыванию его раннегерцинскими (D_3-C_1) гранитоидными интрузивами. Форма плутона несколько вытянутая, размер $6 \times 0,5$ км. Состав его варьирует от пироксенитов через пироксен-роговообманковые сиениты до горнблендитов, с одной стороны, и от косьвитов через оливинное габбро (кенталлениты) до щелочных сиенитов — с другой. Эффузивные аналоги Пятигорского массива — базальтовые и пироксеновые порфириты. Преобладающая часть плутона закрыта рыхлыми осадками мезозой-кайнозоя, оконтурена магнитной съемкой и редкими картировочными скважинами ЦКГУ и территориальной экспедиции МГ СССР.

Койтасский массив шонкинитов-эссекситов расположен южнее ишимского щелочного комплекса, уже за пределами Ишимской Луки (Жаркайнагашского антиклинория). Размер его на выходе небольшой — 300×400 м, но, очевидно, большая часть его скрыта под молодыми отложениями кайнозоя, что мешает уточнению условий его залегания. Состав интрузива: шонкиниты — эссекситы — меланократовые щелочные сиениты — вогезиты — минетты — граносиениты — граниты — гранодиориты.

Жусалинский массив шонкинитов-эссекситов находится к югу от Есильского вулканоплутона и юг-юго-западнее Койтасского интрузива. Массив состоит из двух отдельных дайкоподобных тел размером 100×5 и 200×10 м (?). Петрографический состав их колеблется от слюдяных перидотитов через шонкинит-порфириты до эссекситовых

порфиристов. Время образования интрузий считается нижним или средним девонем, т. е. аналогично возрасту Есильского вулканоплутона (Нурлыбаев, 1964).

Кенталдысайский массив щелочно-ультраосновных и нормальных гипербазитовых пород расположен к юго-западу от южного контакта Есильского массива и юго-западнее железнодорожной станции Кенск по ветке Есиль — Аркалык. Выявлен геофизическими (гравика и магнитометрия) работами в 1968 г. Площадь его 9×11 км. Вблизи основного Кенталдысайского плутона (в 1—2 км) выявлены три дайкоподобных тела размером соответственно $1 \times 1,5$; 1×2 и $1 \times 1,3$ км, располагающихся дугообразной цепочкой вокруг Кенталдысайского массива. Состав этих магматических тел, судя по их магнитным и гравиметрическим свойствам, очень близок к составу Кенского, Шинсайского и Есильского массивов. Поэтому вполне можно допустить, что петрографический состав их варьирует от перидотитов и щелочных пироксенитов через шонкиниты и эссекситы до щелочных и нефелиновых (?) сиенитов. По-видимому, масштабы проявления щелочного магматизма на территории Жаркаинагашского антиклинория этим не ограничиваются, так как большая часть региона закрыта мощными рыхлыми отложениями мезозоя и кайнозоя, и, надо полагать, что некоторые массивы еще не выявлены.

Таким образом, в составе ишимского магматического комплекса устанавливаются ультраосновные породы — перидотиты (оливин-пироксеновые породы, пироксениты) с ярко выраженным щелочным химизмом (Пятигорский, Шолаксандыкский и Шинсайский массивы)⁴.

В 1962—1966 гг. мы допускали, что между ишимским и красномайским щелочными комплексами существует какая-то связь, объединяющая их либо в один формационно-генетический ряд, либо в одно синхронное образование, завершающее магматический этап позднекаледонской кульминации. Также предполагалась общность первоисточника (оливин-базальтовая магма) у пород офиолитового пояса Улутау-Кокшетауского района и альгипербазитовых и миссуритовых пород собственно ишимского и конькурсуйского магматических комплексов. Результаты наших работ в какой-то степени подтверждают высказанные нами в то время мысли. Петрографическое сходство между ишимским и красномайским комплексами, на наш взгляд, заключается в следующем: 1. В составе ишимского комплекса имеются типичные ультраосновные породы — пироксениты, оливин-пироксеновые, биотит-оливин-пироксеновые, биотит-амфиболовые и др., характеризующиеся повышенной щелочностью. Причем, все породы относятся к калиевой линии, что свойственно магматитам красномайского комплекса. 2. Почти одинаковое проявление минерализации массивов — высокое содержание магнетита, титаномагнетита, меланита и редкометалльного апатита. 3. Присутствие карбонатитов с редкометалльной минерализацией, пока только установленных в красномайском комплексе, но, очевидно, характерных и для ишимского и других комплексов Улутау-Кокшетауского региона. 4. Полная аналогия продуктов постмагматизма (пироксенизация, биотитизация, либнеритизация, карбонатизация и др.), наличие флюорита и вермикулита, а также серпентинитов и серпентинизированных пород с асбестопоявлением приближает ишимский комплекс пород к таковому Улутауского (Ешкеольмес, Шайтантасский массивы) райо-

⁴ Они и выделены (см. гл. II) как самостоятельный комплекс альгипербазитовой формации — жаркаинагашский.

на. В отношении карбонатитов следует отметить, что в собственно Есильском, Пятигорском, Шолаксандыкском, Шинсайском, Кенталдысайском и других массивах они представлены прожилково-вкрапленным типом с бедным оруденением и распространены не так широко, как в Красномайской группе интрузивов. Однако мы полагаем, что редкоэлементные карбонатитовые залежи здесь более мощные, чем в Красномайской группе интрузивов, и могут встретиться во многих массивах Ишимской Луки и Улутау, для чего необходима постановка специальных работ с применением бурения и других геолого-геофизических методов.

ПЕТРОГРАФИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ИШИМСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Петрография эффузивно-пирокластических пород миссуритовой субформации

Породы первого этапа вулканизма

Лейцитовые базальты представляют собой темно-зеленые, зеленовато-серые породы, сложенные крупными порфировидными выделениями темно-зеленого пироксена, редко несколько удлиненного полевого шпата и многочисленных неправильно округлых псевдоморфоз по лейциту, заключенных в темной афанитовой основной массе (рис. 11, а). Основная масса состоит из мелких псевдоморфоз по лейциту, калишпата, в меньшей мере плагиоклаза, зеленого амфибола с реликтами пироксена, зеленого биотита, хлорита, эпидота, рудных, реже меланита, скаполита, сфена, апатита. Структура ее кристаллокластическая, микролитовая, иногда криптокристаллическая. Пироксен вкрапленников образует короткостолбчатые индивиды или неправильные зерна и по своим оптическим свойствам ($c: Ng = 36-42^\circ$; $2V = 60^\circ$; $Ng - Np = 0,025$; $Ng = 1,706$; $Nm = 1,692$; $Np = 1,68$) относится к диопсиду или диопсид-авгиту. Минерал замещается амфиболом, хлоритом, биотитом. Плагиоклаз во вкрапленниках выражен призматическими сосюритизированными и калишпатизированными зернами размером до 2 мм. Псевдоморфозы по лейциту — это округлые или полигональные пятна (0,5—2 мм), выполненные аллотриоморфнозернистым агрегатом калишпата и мусковита с небольшой примесью альбита, зеленого биотита. Редко в выделениях наблюдается биотит. Количество вкрапленников в породе 25—30%.

Лейцитовые тефриты характеризуются темно-серым и зеленовато-серым цветом, порфировидной структурой и полнокристаллической оцелляровой, микролитовой, трахитоидной или пилотакситовой основной массой. Порфиновые выделения, составляющие 35—40% объема породы, представлены псевдоморфозами по лейциту и пироксенам, редкими псевдоморфозами по оливину. Псевдоморфозы по лейциту встречаются в виде округлых полигональных вытянутых пятен, нередко образующих гломеропорфиновые сростки. Размер их 1,5—3 мм. Выполнены они аллотриоморфно-зернистыми агрегатами калишпата, серицитизированного плагиоклаза, бесцветной слюды с отдельными чешуйками зеленого биотита и меланита. Пироксен, аналогичный описанному выше, присутствует в крупных идиоморфных зернах светло-зеленого цвета размером до 6,5 мм. Псевдоморфозы по оливину сложены идингситом, зеленым биотитом, актинолитом. В

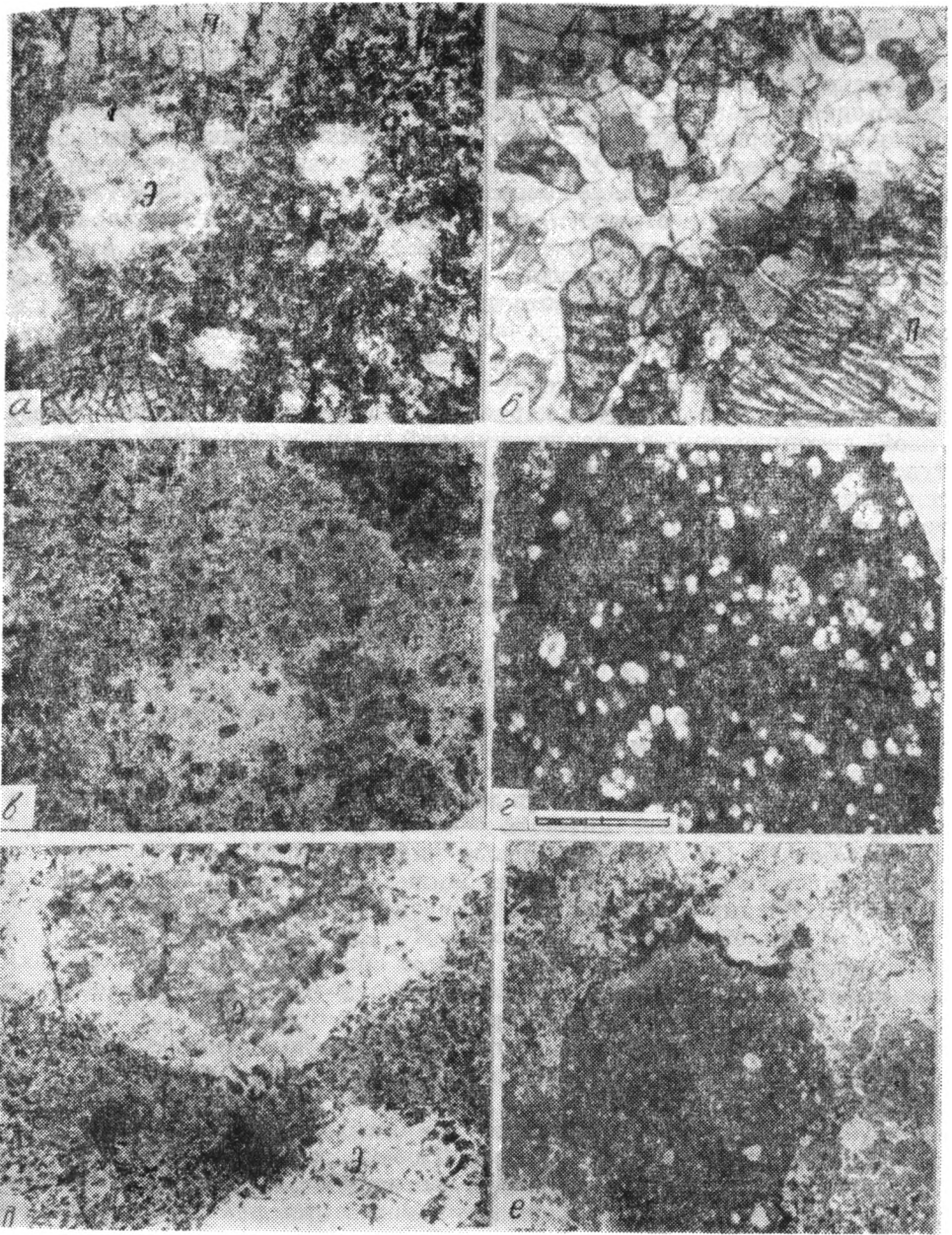


Рис. 11. Щелочные эффузивы Еснльского массива. *а* — лейцитовый базальт (П — пироксен, Э — эпидейцит), ув. 35, без анализатора; *б* — авгитовый порфирит (П — пироксен), ув. 35, без анализатора; *в* — пирокластолиты щелочных базальтоидов, ув. 35, без анализатора; *г*, *д* — эпидейцитовый порфир: *г* — в образце, *д* — в шлифе (Э — эпидейцит), шл. 3864, ув. 15, без анализатора; *е* — туф эпидейцитового порфира.

составе основной массы отмечаются мелкие лейсточки серицитизированного плагиоклаза, калишпата, зеленого биотита, амфиболизированного пироксена, эпидота, апатита, сфена, рудного.

Пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые (авгитовые) порфириды — резко порфиридные темно-зеленые, почти черные, породы с преобладающими вкрапленниками пироксена, нередко сростающимися по 2—3, размером до 1 см. Реже встречаются удлиненные кристаллы сосюритизированного и калишпатизированного плагиоклаза (до 1—1,5 см). Пироксен аналогичен встреченному в лейцитовых базальтах. Основная масса в хорошо раскристаллизованных разностях состоит из серицитизированных плагиоклазов, вторичных калишпатов, зеленого биотита, хлорита, пироксена, амфибола, эпидота, кальцита, апатита, сфена, рудных (рис. 11, б). Реже встречается основная масса, в состав которой входят микролиты калишпата и плагиоклаза, заключенные в тонкозернистую биотитовую массу, образованную скорее всего по вулканическому стеклу.

Пирокластолиты щелочных базальтоидов — это темно-зеленые, почти черные, породы с неровным изломом, псаммитовой, псефитовой, литокристалло-витрокластической и микрокластической структурой. Обломочный материал (40% объема породы) состоит из пироксеновых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов, лейцитовых базальтов и тефритов, основной массы и хлоритизированного вулканического стекла. Размер обломков до 10 см (рис. 11, в). Связующая масса тонкозернистая, плотная (зеленый биотит с микролитами калишпата, плагиоклаза, пироксена). Из аксессуаров встречены апатит, рудный и сфен.

Породы второго этапа вулканизма

Эпилейцитовые порфиры — резко порфиридные породы с преобладающими вкрапленниками эпилейцита, который образует правильные псевдокристаллы, овоиды или участки неправильной формы размером от долей миллиметра до 3 см. Следует отметить, что в центре залежей эпилейцитовых порфиров эпилейцитовые выделения составляют $1 \times 1,5 \text{ см}^2$, а в краевых частях — $1 \times 10 \text{ см}^2$. Нередко по краям залежей наблюдаются линзовидно выклинивающиеся прослой и «пласты» микроэпилейцитовых порфиров с размером эпилейцитов до 3 мм. Эпилейциты, составляющие 10—15% (рис. 11, г, д), реже 25% объема породы, выполнены смесью ортоклаза и бесцветной слюды, скорее всего мусковита. Ортоклаз образует внутри эпилейцитов мелкозернистый агрегат с размером зерен 0,2—0,3 мм. Мусковит (либнерит) выполняет промежутки между зернами калишпата. Распределение его в эпилейцитах неравномерное, реже зональное. Процентные соотношения мусковита и ортоклаза в эпилейцитах сильно колеблются. Из других минералов в эпилейцитах присутствуют зеленый биотит, скелетные зерна роговой обманки, эпидот, кальцит, альбит, флюорит. Границы эпилейцита с основной массой четкие. Характерно, что чем правильнее форма эпилейцита, тем резче он отграничен от основной массы. Кроме эпилейцита во вкрапленниках в небольшом количестве постоянно присутствуют псевдоморфозы по цветному минералу, состоящие из зеленого биотита с кальцитом, эпидотом, магнетитом, реликтов пироксена и амфибола, а также хорошо ограниченные единичные призматические кристаллы калишпата и сосюритизированного плагиоклаза. Основная масса сложена существенно ортоклазом с биотитом, альбитом, карбонатом. Структура ее трахитоидная, призматически-зернистая. В слабо раскристаллизованных разностях основная масса выражена непрозрачным биотит-ортоклаз-

магнетитовым базисом с микролитами ортоклаза и глазками биотита. Акцессорные минералы — флюорит, апатит, сфен, магнетит.

Пирокластические породы эпилейцитовых порфиров представлены в основном крупнообломочными, средне- и мелкообломочными туфами при подчиненном значении лавовых и туфолавовых брекчий эпилейцитовых порфиров. Они слагают мощную толщу в центре г. Кубасадыр, характеризующуюся довольно частым чередованием разновидностей с постепенными переходами.

Лавовые и туфолавовые брекчи выполняют линзовидно выклинивающиеся прослои среди туфов. Это темные породы с резко выраженным брекчиевидным строением, обломочный материал которых состоит из эпилейцитовых порфиров, эпилейцитов, основной массы эпилейцитовых порфиров, лейцитовых и пироксеновых порфиритов. Размер обломков до 10 см. Цементом породы (20—30% ее объема) является полевошпатовая масса вроде фельзитовой с сыпью зеленого биотита, цоизита, магнетита.

Туфы эпилейцитовых порфиров — серые, зеленовато-серые, темно-серые породы, часто с полосчатой текстурой, обломочный материал которых составляет до 90% их объема (рис. 11, е). Различаются кристаллокластические и литокристаллокластические туфы, среди которых встречаются неправильные и слабоокатанные и округлые обломки почти непрозрачного разложенного вулканического стекла, трахитоидной основной массы эпилейцитовых порфиров, самих эпилейцитовых порфиров, эпилейцита, псевдоморфоз по цветному минералу. В породах имеются каверны, выполненные флюоритом, калишпатом, карбонатом.

Эпилейцитовые порфиры жерловой фации, слагающие небольшие тела, параллельные простиранию эффузивов, представляют собой серые, светло-серые порфиривидные породы с резко выраженными белыми полигональными выделениями эпилейцита размером 1—2 мм, калишпата, канкринита, либнерита. Основная масса породы трахитоидная, состоит из микролитов калишпата (ортоклаза), либнерита, зеленого биотита, канкринита. Встречены цоизит, карбонат, апатит, сфен, циркон.

Породы третьего этапа вулканизма

Трахит-эпилейцитовые порфиры характеризуются темно-серым, буроватым цветом и частыми мелкими, реже крупными включениями эпилейцита, призматических зерен калишпата, иногда псевдоморфоз по темноцветным минералам, заключенным в основной тонкозернистой массе (рис. 12, а, б). Эпилейцит установлен в виде округло-полигональных кристаллов, выполненных смесью ортоклаза и мусковита с новообразованиями зеленого биотита, эпидота, меланита, роговой обманки, кальцита. Наблюдается срастание эпилейцитовых выделений. Калишпат образует правильные призматические кристаллы или их обломки размером до 3 мм, корродируемые основной массой. Псевдоморфозы по темноцветным минералам сложены зеленым биотитом и амфиболом, изредка с эпидотом и карбонатом, с реликтами пироксена. Основная масса состоит из ортоклаза, альбита, биотита, рудного, мусковита, магнетита, апатита, сфена, флюорита, циркона, обладает трахитоидной, микролитовой, микроглазковой структурой.

Трахитовые порфиры — темно-серые и зеленовато-серые породы с частыми крупными выделениями калишпата в основной трахитоидной микролитовой массе. Калишпат, пелитизированный и пер-

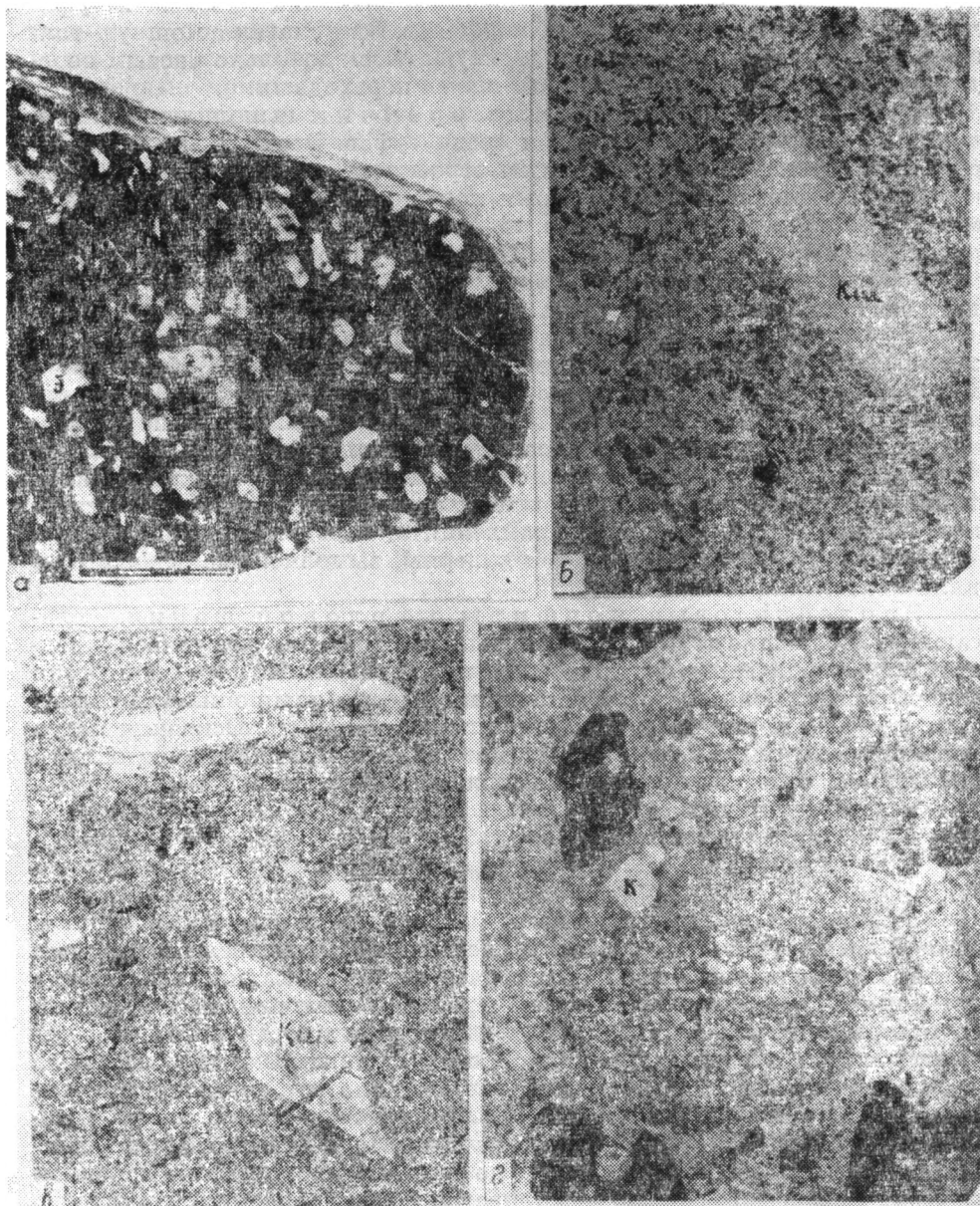


Рис. 12. Фонолито-трахиты и трахиты Есяльского массива. *а, б* — трахит-эпилейцитовый порфир: *а* — вид полированного образца, *б* — вид шлифа при увеличении 35 без анализатора (Э — эпилейцит, Кш — калишпат), шл. 6761; *в* — трахитовый порфир (Кш — калишпат), шл. 896, ув. 16, без анализатора; *г* — среднеобломочный туф трахит-эпилейцитового порфира, шл. 6633, ув. 12, без анализатора.

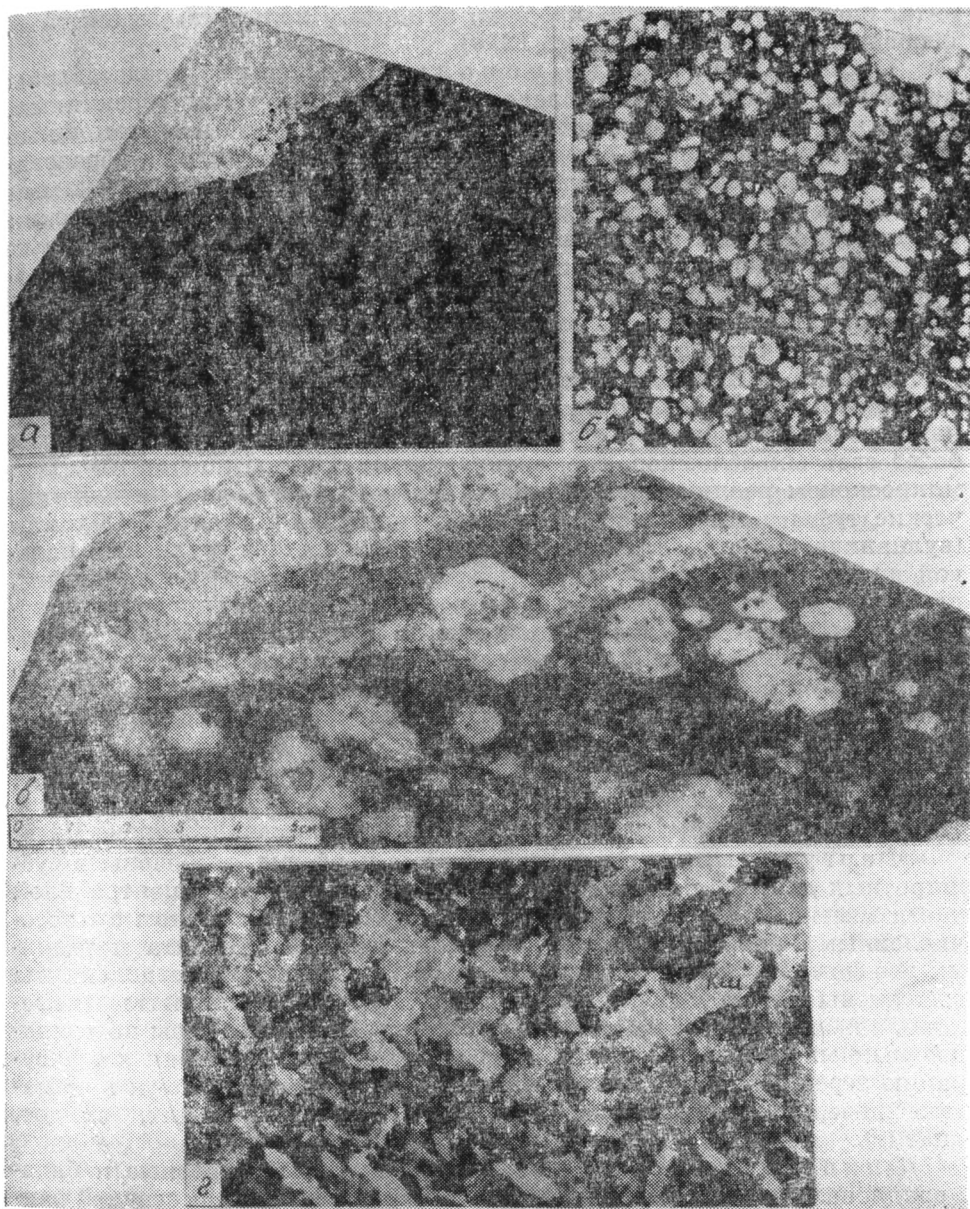


Рис. 13. Тонкообломочный полосчатый туф. (а) трахит-эпилейцитового порфира. б — фергусит. Эпилейцитовый порфир из доинтрузивной дайки. в — вид в образце наблюдается пересечение с нефелиновым сиенитом, г — вид в шлифе (Кш — калишпат, Л — либнеритизированный нефелин), ув. 16, с анализатором.

титизированный с карлсбадскими двойниками, в выделениях присутствует в призматических, слегка оплавленных кристаллах и их обломках размером до 7 мм. Изредка в породе встречаются отдельные мелкие выделения обычного эпидейцита (6,2—0,4 мм) и его псевдоморфоз по темноцветному. Основная масса состоит из ортоклаза, альбита, биотита, мусковита, хлорита, эпидота, кальцита, магнетита, флюорита, сфена, апатита (рис. 12, в).

Пирокластические породы этого этапа представлены преимущественно туфами и лавовыми и туфолавовыми брекчиями. Последние образуют малопротяженные (100—150 м) и маломощные (до 40 м) прослои среди туфов. Это темные брекчиевидные образования с многочисленными угловатыми неправильными оплавленными обломками размером от 0,1 до 3 см, состоящими из вулканических стекол с лейстами калишпата, трахитовых, трахит-эпидейцитовых порфиров и кристаллов калишпата. Цемент фельзитоподобный, витрофиновый (мелкозернистый калишпат-биотитовый агрегат). В более раскристаллизованных разностях в состав основной массы входят калишпат, зеленый и бурый биотит, апатит, эпидот.

Туфы трахитовых и трахит-эпидейцитовых порфиров по величине обломков подразделяются на крупно-, средне-, мелко- и тонкообломочные. Это черные породы, состоящие из многочисленных неправильных более светлых обломков, сцементированных плотным цементом. Под микроскопом различаются кристалло-витрокластические, литокластические туфы с микрокластической структурой цемента. Обломки (вулканические стекла, лавобрекчии того же состава, калиевый полевой шпат, трахит-эпидейцитовые порфиры; рис. 12, г) расположены, как правило, беспорядочно, но в тонкообломочных, тонкослоистых туфах и вытянуты параллельно слоистости (рис. 13, а). Цемент — разложенное вулканическое стекло с тонкими микролитами ортоклаза, биотита, мусковита. Акцессорные — апатит, магнетит, сфен, флюорит. В породе установлены пустоты, выполненные эпидот-кальцит-биотитовыми (мусковитовыми) скоплениями.

Петрография доинтрузивных жильных пород

Фергуситы, или псевдолейцитовые порфиры, встречены в субширотных дайках, пересекающих эффузивы и фениты в центральной части массива. Они отличаются светло-серым, серым цветом с многочисленными полигональными вкрапленниками эпидейцита и редкими псевдоморфозами по темноцветным минералам. Псевдолейциты выполнены аллотриоморфно-зернистым агрегатом калишпата, нефелина, альбита, зеленого биотита (рис. 13, б). Псевдоморфозы по темноцветным минералам состоят из зеленого биотита, повторяя конфигурацию зерен пироксена. Связующая масса гипидиоморфно- и призматически-зернистая (калишпат, альбит, биотит, магнетит, эпидот, апатит).

Эпидейцитовые порфиры слагают близширотные и близмеридиональные дайки, прорывающие породы нижней и средней свиты эффузивов. Это порфировидные мелкозернистые породы с многочисленными округлыми и полигональными выделениями эпидейцита (до 1,5 см), в состав которых входят калишпат, мусковит, биотит, альбит. В основной массе отмечены калишпат, измененный нефелин, кальцит, эпидот, магнетит, апатит (рис. 13, в, г).

Трахит-эпидейцитовые порфиры составлены дайками северо-западного и северо-восточного простирания. Породы характеризуются резко порфировидной структурой с тонкозернистой трахи-

тоидной лучистой бостонитоподобной массой, состоящей в основном из ортоклаза и в меньшей степени из мусковита, биотита, роговой обманки, цоизита, пирита, магнетита, апатита, сфена. Выделения представлены эпилейцитом (калишпат-либнерит) в полигональных кристаллах размером до 2 см и призматическими пелитизированными и пертитизированными индивидами размером до 1 см.

Петрография щелочных интрузий миссуритовой субформации

Следует отметить, что в своих исследованиях главное внимание мы уделяли изучению всех разновидностей нефелин-сиенитовых интрузий, представляющих интерес как алюминиевое, химическое и комплексное сырье. Нефелиновые сиениты, играющие существенную роль в строении Есильского массива, состоят из нескольких разновидностей с вариациями минералогического состава и характерными структурно-текстурными особенностями. Мы выделяем такие разновидности нефелиновых интрузий массива (от ранних к поздним): а) крупно- и среднезернистые святоноситы, малиньиты и пуласкиты; б) крупнозернистые (пегматоидные) нефелиновые сиениты; в) среднезернистые нефелиновые сиениты; г) мелко- и неравномерно-зернистые полосчатые нефелиновые сиениты. Из эндо- и экзоконтактовых фаций нефелин-сиенитовых интрузий следует указать на псевдо- и эпилейцитовые сиениты, нефелино-скаполитовые, скаполито-гастингситовые и корундсодержащие нефелиновые сиениты, а также монмутиты, уртиты.

Святоноситы, малиньиты, пуласкиты широко развиты на северо-западном и северном участках щелочного массива, где они слагают внешнее кольцо интрузии нефелиновых сиенитов. Ранее они описывались нами как меланократовые содалито-нефелиновые сиениты или меланит-гастингситовые нефелиновые сиениты. Святоноситы скорее всего представляют собой контактово-реакционные породы, образовавшиеся в зоне контакта нефелиновых сиенитов с лейцитовыми базальтами — тефритами и плагиоклазсодержащими авгититами, которые в виде ксенолитов занимают значительные площади в местах распространения меланит-гастингситовых нефелиновых сиенитов, причем последние имеют интрузивные контакты с лейцитовыми базальтами.

Макроскопически это пятнисто-светло-серые, серые, розовато-серые, реже темно-серые среднезернистые, до крупнозернистых, породы гнейсовидного облика (рис. 14, а, б). Пятнистость, а иногда и полосчатость их обусловлены присутствием темноцветных минералов, образующих скопления или полосы, более обогащенные темноцветными минералами (до 15—25%, а иногда и больше). Нередко пятнистость породы связана с наличием такситовых выделений в виде темных со светлой каемкой или светлых с темной каемкой минералов в центре «глазков». На контакте с лейцитовыми базальтами эти породы имеют более меланократовый облик, приближаясь по составу к шонкинитам. Отмечается, что розовато-серые и серые среднезернистые гнейсовидные породы более широко распространены в север-северо-восточных частях массива. Характерно, что эти породы очень бедны нефелином, содержание которого колеблется от 0,5 до 8%, а иногда нефелин исчезает совсем, и тогда породы отвечают уже составу меланократового щелочного сиенита или пуласкита. В то же время в этих разновидностях пород значительную роль начинает играть плагиоклаз (до 13%), представляющий вместе с пироксеном, очевидно, реликтовый парагенезис минералов. К западу и юго-западу количество нефелина значи-

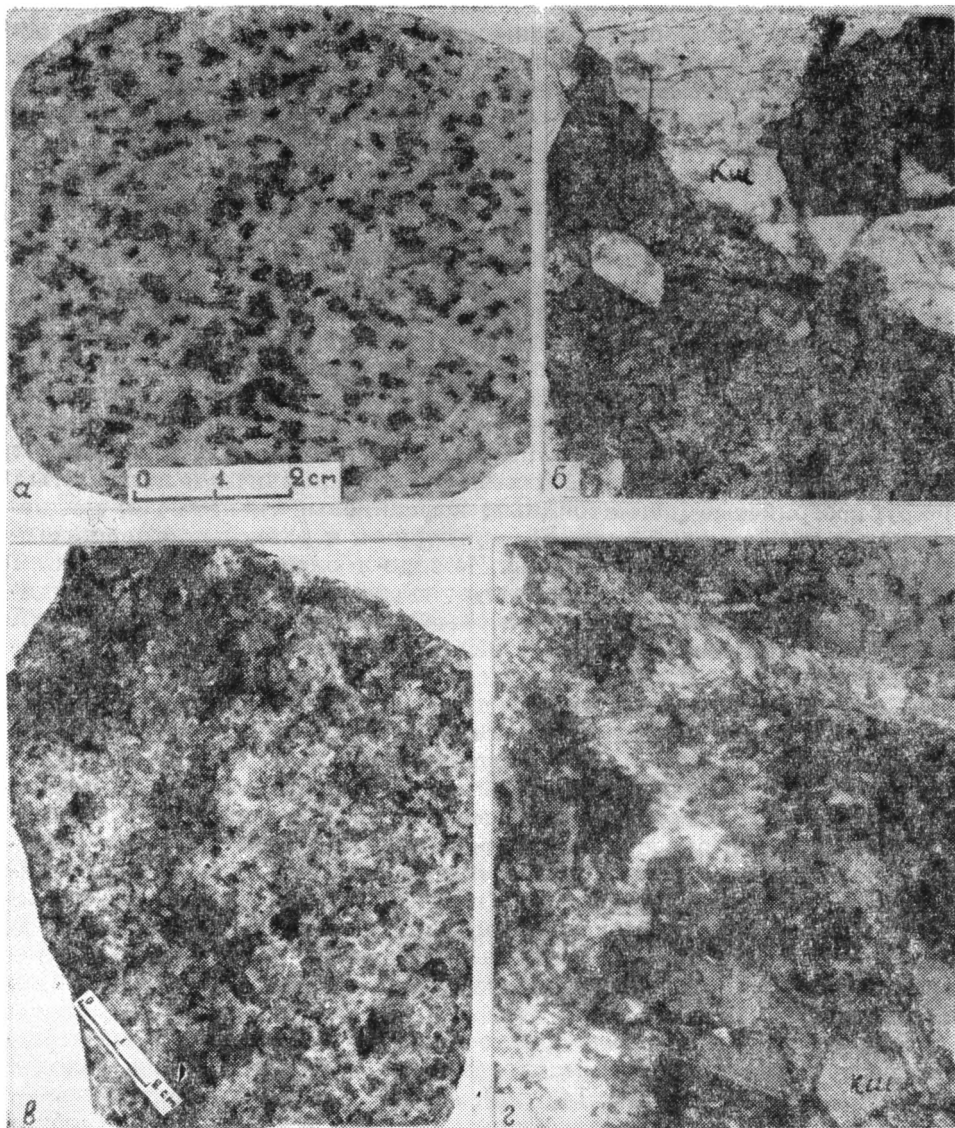


Рис. 14. Нефелиновые интрузии Есильского массива. *а, б* — святоносит: *а* — в образце, *б* — в шлифе (П — пироксен, Н — шпреуштейнизированный нефелин, Кш — калишпат), ув. 35, без анализатора; *в, з* — крупнозернистый нефелиновый сиенит: *в* — вид в образце, *з* — вид в шлифе (Н — нефелин, Кш — калишпат), ув. 35, с анализатором.

тельно повышается (до 15—20%), а плагиоклаза, наоборот, уменьшается — породы приобретают светло-серый крупнозернистый пятнистый облик. Среднезернистые разности начинают играть подчиненную роль.

Микроскопически породы обнаруживают трахитоидную, до слаботрахитоидной, реже порфировидную структуру, среднезернистые переходят в крупнозернистые. Редкие вкрапленники сложены калишпатом, скоплениями темноцветных минералов, состоящими из пироксена, окруженного каймой зеленого амфибола и зеленого биотита.

Количественно-минералогический состав святоноситов и меланьитов, об. %

Минерал	Образцы															
	57	306	309	338	512	3878	3880	6252	6251	1123	910—2197	932—4200	933—4204	748	738	756
Калишпат	75,0	75,27	76,5	71,0	68,6	69,5	82,67	82,7	73,2	64,75	74,5	68,1	80,4	70,4	68,0	73,5
Нефелин	6,9	0,9	1,4	17,1	19,2	—	3,5	—	6,7	25,24	12,0	—	—	5,4	—	7,7
Либенерит	—	—	—	1,53	—	—	5,5	—	5,1	—	6,0	12,7	11,1	—	—	—
Плагиоклаз	—	5,04	—	1,17	1,35	5,88	—	3,7	—	2,21	2,0	—	—	—	—	—
Пироксен	—	—	—	—	—	—	5,20	—	—	2,83	9,8	18,4	8,0	—	—	—
Гастингсит	10,9	9,9	20,9	8,7	10,5	12,75	—	10,1	11,6	3,81	—	—	—	12,7	—	—
Биотит	—	—	—	—	—	—	3,17	—	—	0,16	6,0	—	—	—	—	6,1
Меланит	0,7	8,4	—	—	—	11,5	—	3,4	3,2	—	—	—	—	2,3	—	8,5
Аксессуары	0,7	0,59	0,9	0,5	0,35	0,3	0,1	0,1	0,2	1,5	—	0,8	0,5	0,5	0,2	1,4

Размеры их 0,7—1 см. Основная ткань породы (размер зерен 1—5 мм) состоит из калишпата, измененного плагиоклаза, канкринитизированного нефелина, редко содалита, пироксена, гастингсита, зеленого биотита, меланита (табл. 8). Из аксессуарных минералов присутствуют магнетит, сфен, флюорит, реже циркон, апатит, из вторичных — канкринит, либенерит, эпидот, кальцит.

Как видно из данных таблицы 9 и рисунка 15, порода характеризуется неравномерно-зернистым и порфириновидным строением. Порфириновидные выделения, составляющие около 20% объема породы, представлены исключительно калишпатом с размером зерен от 6 до 9,2 мм в длину. Оптико-гранулометрический анализ позволяет сделать вывод, что процесс магматической кристаллизации породы происходил в четыре этапа, в течение которых кристаллизовались одни и те же главные минералы в несколько отличающихся количественных пропорциях. Следовательно, породы кристаллизовались непрерывно-прерывисто.

Крупнозернистые (или пегматоидные) нефелиновые сиениты по сравнению со среднезернистыми играют подчиненную роль. По внешнему виду крупнозернистые нефелиновые сиениты Ишима (зерна величиной 1—5 см) напоминают хибиниты и характеризуются светло-серой окраской.

По минералогическому составу они тождественны описанным типам и отличаются от них несколько повышенными содержаниями цветных минералов, а также порфириновидно-пегматоидной структурой. Размеры порфириновидных выделений (чаще ортоклаз, реже альбит и нефелин) нередко достигают 3—5 см в длину. Микроскопически породы имеют слегка трахитоидную порфириновидную структуру. Порфириновидные вкрапления состоят из калишпатов (5—30 мм в длину), реже альбита и нефелина (5—11 мм). Минералы крупнозернистой фракции (выше 5 мм) составляют 50—60% объема породы. Основная масса породы (свыше 40% объема) имеет величину зерен 3—6 мм (рис. 14, в, г). Количественно-минералогический состав породы приводится в таблице 10.

Породообразующие минералы по своим характеристикам и взаимодействию с другими минералами аналогичны таковым для среднезернистых разновидностей, поэтому мы опускаем их описание. Отметим лишь, что калишпат и нефелин равновесны с гастингситом, но не имеют взаимных границ с эгирин-авгитом. Между последним и калишпатом всегда находится гастингсит. Кроме того, содалит встречается гораздо реже, чем в среднезернистых нефелиновых сиенитах. Из аксессуарных минералов встречены апатит, титаномagnetит, циркон, сфен, корунд, содержание которых на участке

Таблица 9

Гранулометрический анализ
святоноситов и малиньитов

Фракция	Естественная граница фракции, мм	Средний размер фракции, мм	Объемное содержание, %
1	0,05—0,4	0,2	5
2	0,5—1,0	0,7	17
3	1,1—4,0	2,5—3	58
4	5—10	7	20

Таскудук достигает 7—10% объема породы. В отношении корунда необходимо отметить, что во многих шлифах он отсутствует или наблюдаются его следы (пустоты) или редкие мелкие вкрапленники (0,01% мм). Это объясняется его высокой твердостью, почему он за-

Таскудук достигает 7—10% объема породы. В отношении корунда необходимо отметить, что во многих шлифах он отсутствует или наблюдаются его следы (пустоты) или редкие мелкие вкрапленники (0,01% мм). Это объясняется его высокой твердостью, почему он за-

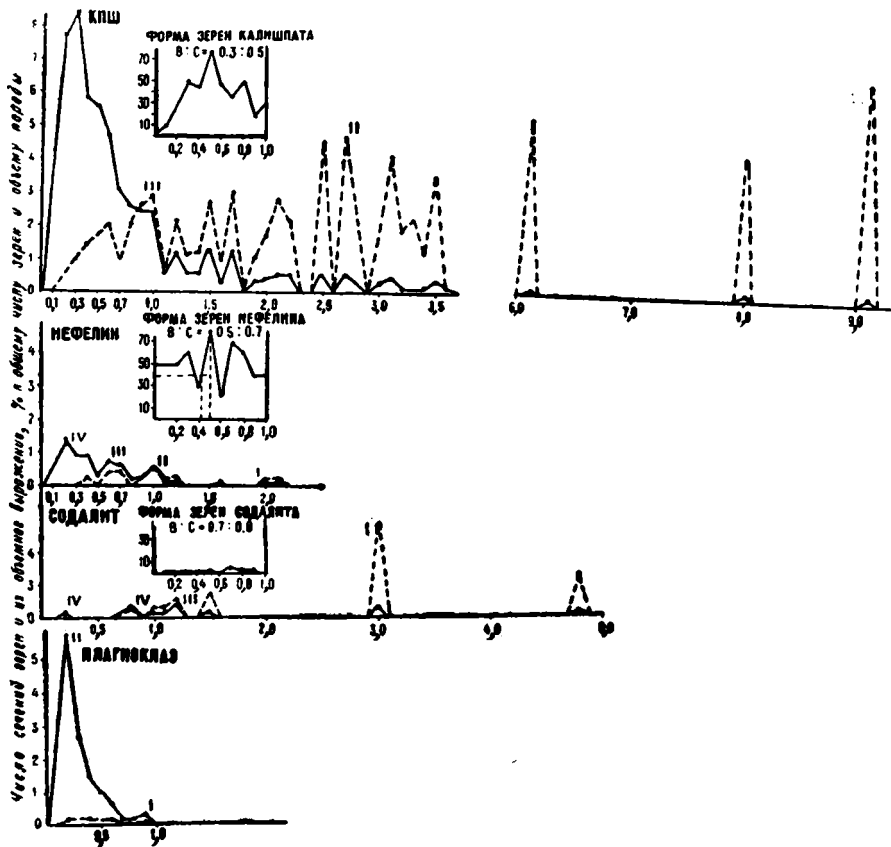


Рис. 15. Гранулометрические кривые для главных минералов святоноситов. Сплошная линия—число срезов, % к общему их числу; пунктирная—объем, % к общему породе.

частую выпадает из шлифа. Вторичные минералы — канкринит, скаполит, либнерит, карбонаты, хлорит и др.

Среднезернистые (лейкократовые) нефелиновые сиениты — наиболее распространенные разновидности фельдшпатовидных пород массива. Макроскопически это серые, светло-серые

Таблица 10

Количественно-минералогический состав пегматондных нефелиновых сиенитов, об. %

Минерал	Образцы						
	555	607	4213	4223	5193	5209	5401
Нефелин	15,5	38,2	25,7	22,3	35,5	39,0	16,2
Содалит	20,2	—	—	—	—	—	—
Калишпат	63,8	60,8	70,7	59,5	61,7	60,3	82,8
Корунд	—	—	—	12,8	—	—	—
Биотит	0,5	1,0	3,4	5,4	28,0	0,7	1,0
Гастингсит							
Меланит							

Таблица 11

Количественно-минералогический состав среднезернистых нефелиновых сиенитов, об. %

Минерал	Образцы						
	90	471	806	5295	531	631	1837
Калишпат	62,7	60,4	51,0	57,1	58,3	78,6	52,1
Нефелин	20,3	21,8	26,2	22,6	13,0	11,3	17,6
Содалит	2,0	9,9	13,3	6,8	0,5	—	11,0
Канкринит	1,6	2,5	0,2	1,5	9,0	—	5,3
Цеолят	—	—	—	—	5,8	—	—
Альбит	6,1	3,6	1,1	6,3	9,0	—	3,1
Биотит	1	0,9	0,4	0,7	0,1	—	0,4
Гастингсит	3,6	—	2,9	2,6	1,0	—	—
Эгирип	—	—	0,5	—	—	10,1	3,9
Меланит	1,1	0,3	4,2	1,7	11,5	—	0,5
Прочие	1,5	0,6	0,7	0,7	0,1	—	6,1

породы, часто неравномерно-зернистые, с гранитовой структурой (рис. 16, а). Под микроскопом отмечается неравномерно-зернистая гипидиоморфная, реже порфириовидная структура. Количественно-минералогический состав пород приводится в таблице 11.

По содержанию темноцветных минералов мы выделяем гастингситовые, эгириновые и меланит-биотитовые разности, не различающиеся по структуре. Господствующим породообразующим минералом в этих породах является калиевый полевой шпат. Он образует идиоморфные кристаллы с хорошо выраженными гранями с четкими карлсбадскими двойниками или изометричные зерна. Характерно криптопертитовое строение. Нефелин ксеноморфен по отношению к калишпату, часто изометричен; идиоморфные кристаллы редки. Довольно свежий, нередко по нему развиваются канкринит, либнерит и цеолиты. Содалит образует изометричные зерна, в основном без правильной огранки, но вместе с тем не являющиеся ксеноморфными по отношению к слабоограниченным кристаллам нефелина и калишпата. Цвет содалита светло-голубой и серовато-голубой. Минерал изотропный или с очень низким светопреломлением. Спайность ясная и направлена по ром-

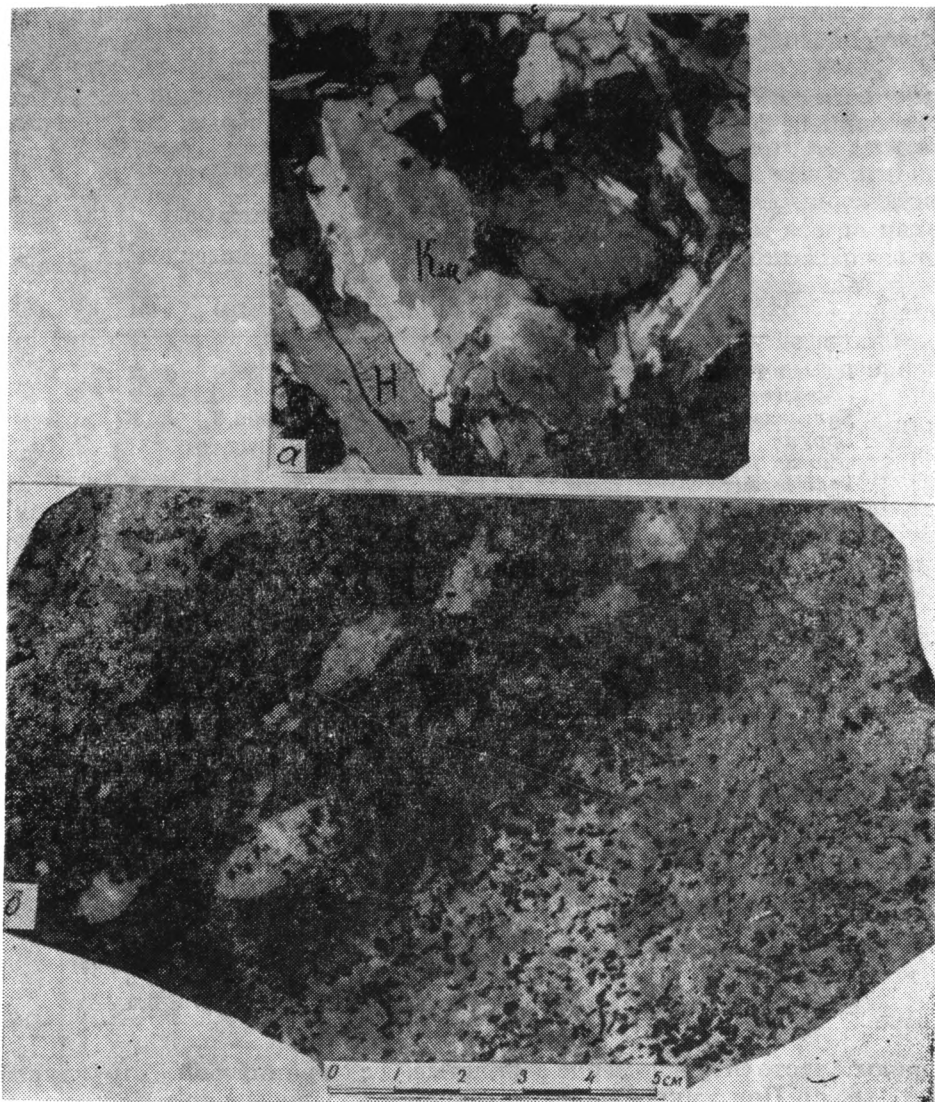


Рис. 16. Нефелиновые сиениты Есильского массива. *а* — среднезернистый нефелиновый сиенит (Кш — калишпат, Н — нефелин, темное — содалит), шл. 471, ув. 35, с анализатором; *б* — такситовый нефелиновый сиенит, образовавшийся по эпифейситовому порфиру.

бическому додекаэдру. По сравнению с нефелином и калишпатом содалит более поздний, так как обычно корродирует их кристаллы. Очевидно, кристаллизация содалита продолжалась более длительное время: часть его кристаллизовалась параллельно с нефелином и калишпатом, часть — после образования этих минералов, причем часть содалита образовалась по нефелину. Содалит в свою очередь замещается канкринитом и цеолитами. Канкринит встречается в виде скоплений, табличек, пластинок, чешуек. Изредка он выполняет межзерновые пространства, часто связан с нефелином и содалитом. В шлифах бесцветный, с низким светопреломлением. Оптически одноосный, отрицательный. Цеолиты представлены отдельными скоплениями, состоящими из листовидных, радиально-лучистых и игольча-

тых агрегатов с низким светопреломлением; двупреломление не выше 0,008. Ассоциируют с канкринитом и либенеритом, замещая нефелин и содалит. Альбит постоянно присутствует в нефелиновых сиенитах. В породе имеет мелкие таблитчатые кристаллы размером 0,1—0,3 мм по длине.

Гастингсит образует длиннопризматические идиоморфные зерна, нередко с неровными краями — до ксеноморфных очертаний. Цвет его густо-зеленый, плеохроизм ярко выраженный: по *Ng* — густой оливково-зеленый, по *Nm* — темно-зеленый, иногда сине-зеленый, по *Np* — буровато-зеленый. Светопреломление: $Ng=1,722$, $Nm=1,714$, $Np=1,700$. Двупреломление $Ng-Np=0,022$. Гастингсит имеет непосредственные контакты с калиевыми полевыми шпатами и нефелином.

Эгирин и эгирин-авгит присутствуют в призматических кристаллах и неправильных зернах. Эгирин-авгит сохраняется обычно как реликт внутри зерен гастингсита. Эгирин нередко развивается по гастингситу, а также прорастает в виде тонких иголочек нефелин.

Биотит образует отдельные скопления листочков и пластинчатых агрегатов с размером зерен до 0,1—1 мм; зеленый, зеленовато-бурый. Как поsterиорный минерал, биотит замещает гастингсит, пироксен, меланит.

Меланит встречается в ксеноморфных и идиоморфных кристаллах бурого цвета. Изотропный. Величина зерен колеблется от 1,0 до 1,5 мм. Распределение минерала неравномерное. Часто расположен изолированно от других цветных минералов, но иногда наблюдается парагенетическая ассоциация его с гастингситом и пироксеном в форме взаимных сростаний и ассоциаций с биотитом.

Гранулометрический анализ среднезернистых нефелиновых сиенитов. Структура нефелиновых сиенитов несколько своеобразна как в отношении размеров главных минералов, так и по характеру их связи. Для этих пород свойственно неравномерно-зернистое гипидиоморфно-зернистое строение. В целом же структура этих пород может считаться типичной кристаллизационной, какой отличаются породы, кристаллизовавшиеся в гипабиссальных условиях.

Таблица 12

Гранулометрический состав среднезернистых нефелиновых сиенитов

Фракция	Естественная граница фракции, мм	Средний размер фракции, мм	Объемное содержание, %	Минерал
Шлиф 806				
1	0,05—0,5	0,4	5,0	Все минералы
2	0,6—2,0	1,2	46	То же
3	2,1—4,0	3,0	34	Калишпат, содалит
4	4,1—6,0	5	15	Калишпат
Шлиф 471				
5	0,05—0,5	0,3	7	Все минералы
6	0,6—1,6	0,8	57	То же
7	1,7—3,2	2,0	32	Калишпат, содалит, нефелин
8	3,3—4,5	4	4	Калишпат

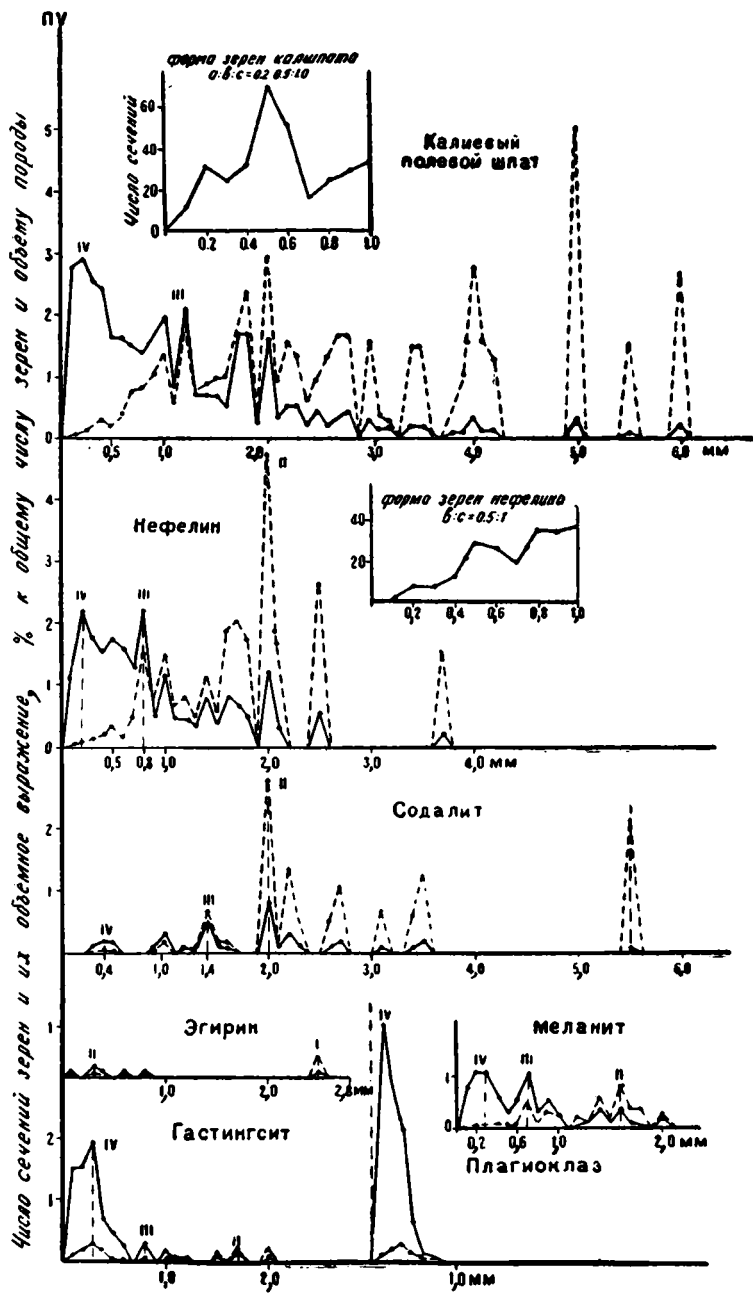


Рис. 17. Гранулометрические кривые для главных минералов в нефелиновых сиенитах. Сплошная линия — число сечений, % к общему их числу; пунктирная — объем, % к общему объему породы.

Важные особенности структуры нефелиновых сиенитов и процесса их кристаллизации выясняются при изучении их гранулометрического состава методами А. А. Глаголева (1950) и В. К. Монича (1957). Результаты трех анализов, на основе измерения 3—4 шлифов в каждом, отобранных с разных участков массива, показаны в таблице 12 и на рисунке 16. Согласно данным таблицы 12, почти на 50% порода состоит из тонко- и мелкозернистой массы, в которой обособляются более крупные зерна калишпата, нефелина, содалита, реже гастингсита, эгирина и меланита.

Данные гранулометрического анализа описываемых пород позволяют определять их как мелко- и среднезернистые порфириновые нефелиновые сиениты. Главная масса зерен имеет в среднем размер более 1 мм. Тонкозернистая фракция составляет 5—7% объема породы. Более детальный анализ структуры нефелинового сиенита показывает, что породы прошли довольно сложный путь кристаллизации. По кривым (рис. 17) отбивается по крайней мере четыре обособленных этапа зарождения, каждый из которых имеет свои собственные центры кристаллизации.

Ранний период кристаллизации выражается в образовании редких порфировых вкрапленников калишпата, составляющих 15—20% породы. Размер этих вкрапленников 4—9 мм в длину. Второй этап характеризуется продолжением кристаллизации калишпата, а также появлением нефелина, реже роговой обманки и меланита (иногда пироксена и содалита?). Количество выкристаллизовавшихся из расплава минералов к концу второго этапа равно 30—50% его объема. В основном это эгирин-гастингситовые нефелиновые сиениты с меланитом. Третий период знаменуется кристаллизацией почти всех минералов породы. В это время кроме указанных минералов кристаллизуются содалит, эгирин, магнетит, биотит и другие. Последний (четвертый) этап полностью завершает процесс кристаллизации нефелиновых сиенитов (образуется мелкозернистый агрегат состава альбитовых нефелиновых сиенитов). Таким образом, в последние два этапа кристаллизуется более половины минералов породы, причем продолжается кристаллизация нефелиновых сиенитов с небольшим содержанием фемических минералов.

Породы эндоконтактной фации

Мелкозернистые (полосчатые) нефелиновые сиениты установлены среди щелочных интрузий Есильского массива в виде обособленных тел и отдельных выходов. Обычно они приурочены к апикальной части нефелин-сиенитового интрузива и на местности занимают повышенные участки. Чаще всего вниз по склону они сменяются псевдолейцитовыми сиенитами, реже среднезернистыми нефелиновыми сиенитами. Мощность этих пород по вертикали колеблется от 2—5 до 20 м.

Макроскопически это темно-серые тонко- и мелкозернистые плотные роговиковидные породы с параллельно-такситовой текстурой. Такая текстура обусловлена наличием полос, различных по минералогическому составу. Светлые полосы полевшпат-нефелинового состава чередуются с темными полосами нефелин-гастингситового, биотитового, полевшпат-меланитового состава, а также наблюдается чередование полос тонко-, мелко- и даже среднезернистого строения (рис. 16, б). Мощность полос не всегда выдержанная, иногда они прерываются, превращаясь в удлиненные линзовидные пятна, вытянутые параллельно общей структуре породы.

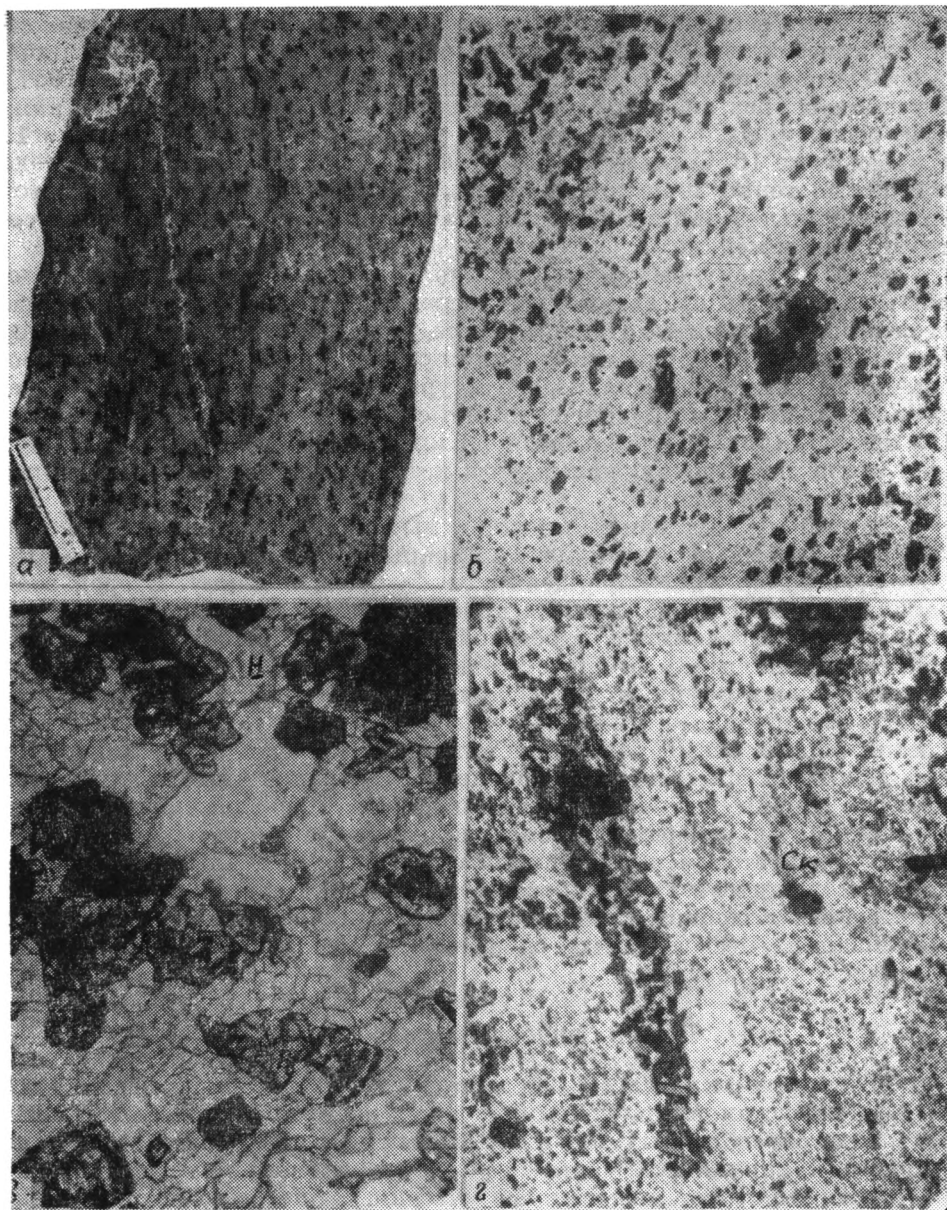


Рис. 18. Такситовый нефелиновый сиенит с параллельно-такситовой структурой. *a* — вид в образце, *б* — в шлифе, ув. 13, с анализатором; *в* — корундсодержащий нефелиновый сиенит (Кр — корунд), шл. 6889, ув. 35, без анализатора; *г* — скаполит-гастингситовый нефелиновый сиенит (Ск — скаполит), шл. 597, ув. 35, без анализатора.

Нередко в породах наблюдается различная ориентировка полос, переплетение их или наличие ксеноморфных пятен, отличающихся по структуре и минералогическому составу. Характерно строение такситовых выделений. Они сложены среднезернистым аллотриоморфным полевошпатовым или полевошпат-нефелиновым агрегатом с ксеноморфными «скелетными» выделениями меланита или роговой обманки в центре.

Макроскопически породы имеют такситовую текстуру с гранобластовой, реже трахитоидной средне- и мелкозернистой (рис. 18, а, б) или порфиroidной структурой. Основные породообразующие минералы такситовых сиенитов — калишпат, нефелин и содалит, биотит, роговая обманка, в виде примеси — альбит, меланит; вторичные минералы — канкринит, цеолиты, мусковит, хлорит, эпидот, скаполит, зеленый биотит (табл. 13).

Таблица 13

Количественно-минералогический состав полосчатых мелкозернистых нефелиновых сиенитов, об. %

№ образца	Нефелин	Содалит	Калишпат и альбит	Скаполит	Биотит+роговая обманка	Меланит	Рудные и другие
149	14,7	12,0	66,8	—	2,0	4,0	0,5
206а	16,4	—	67,6	—	13,3	2,5	0,1
222	22,3	—	54,8	—	19,6	3	0,4
242	25,5	—	57,3	3,3	12,6	0,8	0,5
2205	16,4	3,4	71,0	—	6,0	2,6	0,6
6233	25,5	10,9	57,10	—	3,5	—	2,6
591	24,4	4,4	64,2	—	6,0	—	1,0
639	22,0	—	74,0	—	4,0	—	—
640	26,0	—	68,5	—	5,5	—	—
657	40,5	—	58,7	—	0,8	—	—
4702	39,2	3,8	48,5	—	8,5	—	—
4814	30,0	—	62,3	—	7,7	—	—
4949	13,5	11,9	71,6	—	3,0	—	—
4996	32,7	—	59,8	—	7,5	—	—
4942	22,0	—	69,2	—	8,8	—	—
2106	11,4	—	78,5	—	9,5	—	0,6
21256	16,5	14,0	62,9	—	6,4	—	0,2
5561	20,0	—	46,7	—	33,3	—	—
5863	38,4	—	56,2	—	5,4	—	—
5892	30,0	—	46,2	2,4	18,5	—	2,9
5904	23,0	—	47,0	—	30,0	—	—

Калишпат представлен прозрачными изометричными, иногда призматическими зернами с криптопертитовым строением. Размер зерен 0,1—0,7 мм, а в порфиroidных выделениях — 1—2 мм. Нефелин и содалит встречаются преимущественно в изометричных зернах (до 0,4 мм). Нефелин замещается канкринитом, цеолитом и либнеритом. Изредка эти минералы наблюдаются в виде выделений размером до 1 мм. Альбит в промежутках между зернами калишпата образует тонкие, полисинтетически sdвойникованные лейсточки. Роговая обманка (гастингсит) синевато-зеленого цвета. Характерны призматические, реже «скелетные» зерна ее с пойкилитовыми вростками калишпата размером 0,1—2 мм. Биотит — зеленовато-бурый и зеленый, постериорный, иногда бурый; минерал листоватый, чешуйчатый, содержит пойкилитовые вростки калишпата. Размер листочков до 0,8 мм. Меланит встречается также в виде самостоятельных, чаще решетовидных с пойкилитовыми вростками зерен размером до 1,5 мм. Скаполит бесцветный, решетовидный, с хорошей спайностью, иногда удлинённый. Содержит пойкилитовые вростки калишпата и биотита. Акцессорные минералы — флюорит, рудный, биотит, апатит, сфен, корунд, меланит, ортит (?), циркон.

Корундовые нефелиновые сиениты в виде небольших пятен (300×100 м и меньше) отмечены в южной и юго-восточной части массива. Макроскопически это светло-серые и розовато-серые, слегка порфирированные породы. Под микроскопом устанавливается порфирированная структура с выделениями калишпата (ортоклаза). Размер зерен до 5—7 мм. Форма их идиоморфная. Основная масса породы мелкозернистая, гранулитовая, с размером зерен до 0,2 мм. Состав из калишпата, либнеритизированного нефелина, редких чешуек биотита, корунда. Корунд обычно образует неправильные решетовидные продырявленные зерна или сростки более мелких зерен (рис. 18, в) размером до 3 мм. Минерал в шлифе бесцветный или синий, оптически одноосный, положительный, рельеф высокий. Из аксессуарных встречаются магнетит и апатит. Количественный минералогический состав породы (%): калишпат — 69—74,5, либнеритизированный нефелин — 16,5—20, корунд — 4—5, биотит — 5—6.

Нефелин-скаполитовые сиениты встречаются на левом берегу ручья Ацилысай и имеют площадь в сотни квадратных метров. По внешнему облику это темно-серые порфирированные мелкозернистые породы. Вкрапленники их состоят из эпидейцита, содержание которого достигает 35%. Микроскопически породы имеют мелкозернистую (0,1—1,2 мм), гранобластовую, планпараллельную структуру. Параллельность проявляется в слабополосчатом расположении составляющих минералов. Особенно наглядно об этом свидетельствует сплюснутость кристаллов эпидейцита. Минералогический состав породы (%): калишпат — 48,8, нефелин с либнеритом — 20, скаполит — 16,6, биотит — 6, гастингсит — 5,9, меланит — 2, карбонат и аксессуарии — 0,4. Нефелин нередко разложен, замещается либнеритом и канкринитом.

Скаполит-гастингситовые сиениты отмечены в двух пунктах южнее колодца Таскудук. Микроскопически это темно-серые мелкозернистые породы. При микроскопическом изучении обнаруживают пегматитовую и пойкилитовую структуры со слабо выраженной директивной текстурой (рис. 18, г). Включающими минералами являются гастингсит и скаполит, а включениями — калишпат, реже разложенный нефелин и гранат. Состав породы (%): калишпат — 35,8, гастингсит — 31, скаполит — 30,1, биотит и меланит — 2—3,1. Калишпат встречается в виде неправильных ксеноморфных зерен величиной от 0,1 до 0,4 мм. Гастингсит также ксеноморфный, но по сравнению с калишпатом сохраняет призматически пластинчатый облик, т. е. несколько идиоморфнее калишпата. Скаполит бесцветный, решетовидный, с хорошей спайностью, нередко удлиненный и толстотаблитчатый. Размер зерен 1—2 мм. Гастингсит и скаполит содержат пойкилитовые вроски калишпата. Меланит идиоморфный, сростается с биотитом. Биотит темно-зеленый, мелколистоватый. Нефелин разложен и почти нацело замещен либнеритом.

Эпидейцитовые и псевдолейцитовые сиениты — близкие по составу и особенно по структуре нефелиновые породы, развитые главным образом в виде небольшой полосы почти широтного простираения в северной части щелочного массива и отдельных небольших тел — в южной. Нередко между ними наблюдаются постепенные переходы. Мало отличающиеся друг от друга макроскопически (рис. 19, а, б, в, г), имеющие одинаковую порфирированную структуру, представленную овоидами лейцита, породы различаются только по содержанию нефелина или мусковита (либнерита). Вблизи контакта с щелочными эффузивами состав порфировых вкрапленников больше всего отвечает эпидейциту, т. е. смеси ортоклаза с либнеритом, а в

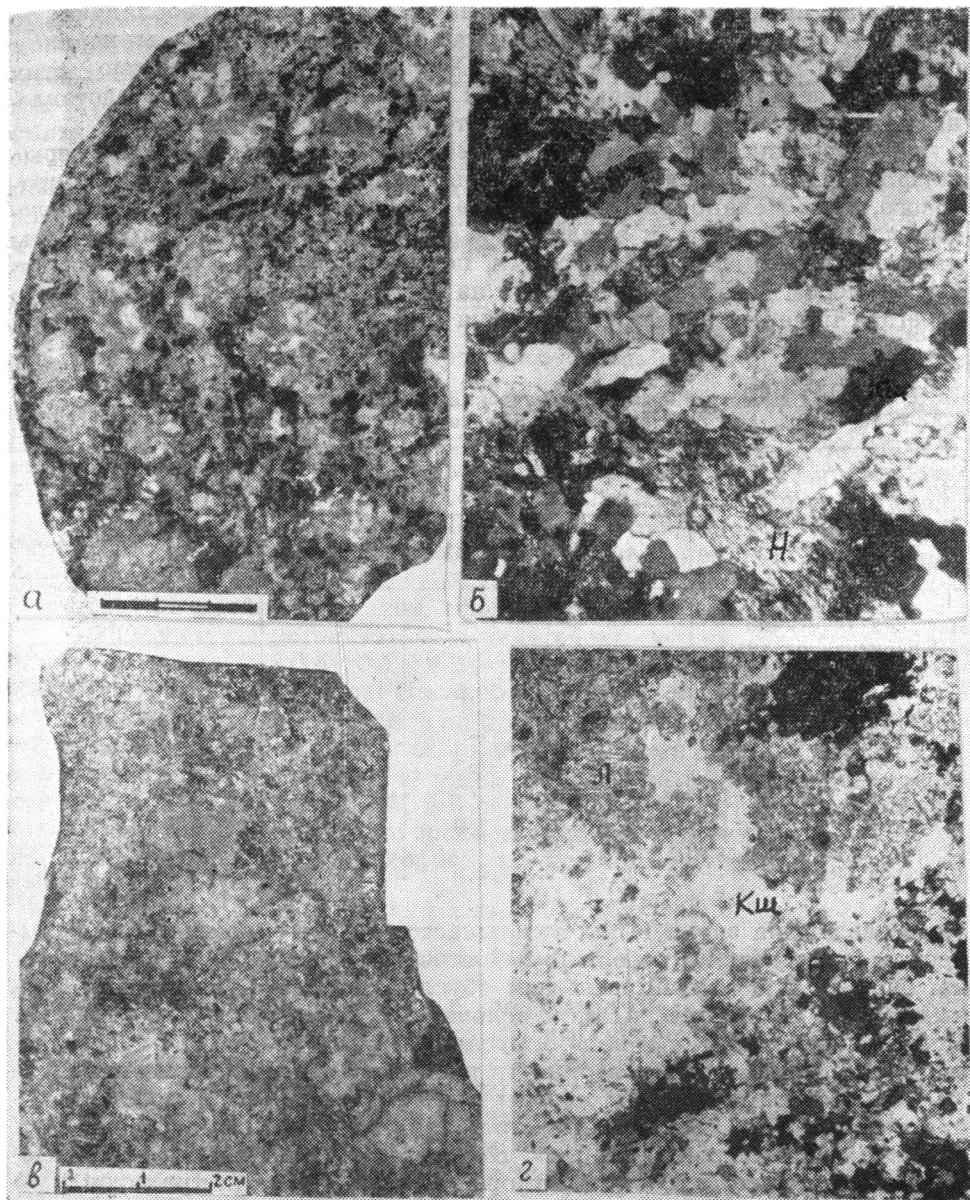


Рис. 19. Псевдолейцитовый сиенит. *а* — вид полированного образца; овоиды сложены нефелином и ортоклазом; *б* — вид в шлифе (Кш — калишпат, Н — нефелин), обр. 6201, ув. 12, с анализатором; эпилейцитовый сиенит: *в* — вид в образце, *г* — выделения эпилейцита в шлифе (Кш — калишпат, Л — либнерит, Б — биотит), ув. 12, без анализатора.

эндоконтакте — псевдолейциту, т. е. смеси ортоклаза с нефелином. В целом по массиву эпилейцитовые сиениты распространены более широко, чем псевдолейцитовые.

Среди пород этой группы выделяются относительно меланократовые (эпилейцитовые сиениты) и лейкократовые (псевдолейцитовые сиениты) разновидности с цветным компонентом, составляющие от 5 до 23% (табл. 14). Чрезвычайно неравномерно распределены цветные

минералы, среди которых лепидомелан и меланит то преобладают, то исчезают совершенно, и в этом случае главным цветным минералом становится гастингсит или эгирин. Характерной особенностью этих пород является их калиевый состав: светлая часть в них представлена калишпатом, нефелином и их вторичными продуктами.

Мегаскопически это светло-серые, реже серые, розовато-серые порфиридные породы. В среднезернистой основной массе лейкократового, реже меланократового облика заключены порфириные выделения псевдолейцита или эпилейцита. Псевдолейциты и эпилейциты имеют вид округлых светло-серых, почти белых, реже розоватых пятен размером до 5 см. Состоят они из средне-, иногда мелкозернистого агрегата полевого шпата и нефелина или либнерита (в эпилейците).

Таблица 14

Количественно-минералогический состав псевдолейцитовых и эпилейцитовых снейтов, об. %

Минерал	Псевдолейцитовый снейт		Эпилейцитовый снейт		
			Шл. 6271		Шл. 6406
	Шл. 6201	Шл. 6228	Эпилейцит	Основная масса	
Нефелин (частично либнеритизированный и канкринитизированный)	18,2	19,6	—	3,5	26,7
Либнерит	—	—	22,8	—	—
Цеолиты	15,1	—	—	—	—
Калишпат	63,9	67,4	70,5	75,5	58,7
Пироксен с амфиболом	0,7	4,1	—	—	11,3
Биотит	1,2	5,4	5,2	12,5	1,1
Меланит	0,7	1,9	—	10,7	0,4
Прочие (рудные и акцессорные)	0,2	1,6	1,5	0,8	1,8

Часто величина зерна в них уменьшается к центру. Темно-серые минералы содержатся в небольшом количестве и в основном представлены биотитом. В эпилейцитах они обуславливают зональное строение выделений. При выветривании основная масса породы разрушается. Псевдо- и эпилейциты в виде округлых катышков в больших количествах наблюдаются на поверхности распространения данных пород.

Микроскопически это породы с резко выраженной порфиридной структурой. Вкрапленники представлены овоидами псевдо- или эпилейцита размером 0,5—5 см. Контакты с основной массой, имеющей среднезернистую, гипидиоморфно-зернистую или трахитоидную структуру, не резкие.

Псевдолейцитовые выделения выполнены гипидиоморфно-зернистым агрегатом калишпата и нефелина с редкой вкрапленностью мусковита (рис. 19, а, б). Закономерностей в распределении этих минералов не наблюдается. Калишпат имеет ксеноморфные извилистые края или призматические зерна размером до 1 мм, реже до 5 мм. Минерал пертитизированный, иногда с альбитовой каймой. Изредка на стыке с нефелином в калишпате устанавливаются мирмекитовые вроски его. Нефелин в виде ксеноморфных, реже таблитчатых зерен выполняет интерстициальные пространства между зернами калишпата, корродируя их. Минерал замещается бесцветным петельчатым агрегатом цеолита, канкринитом, слюдой. Нередко при этом образуются ксеноморфные выделения бесцветного корунда. Из темноцвет-

ных в псевдолейцитах обнаружены редкие зерна роговой обманки, зеленого биотита.

Эпилейциты состоят из аллотриоморфно-зернистой смеси ортоклаза и белой слюды, образующей индивидуализированные листочки, располагающиеся группами, в промежутках между зернами калишпата.

В некоторых шлифах в эпилейцитовых вкрапленниках встречена зональность, обусловленная наличием более крупнозернистых калишпат-либнеритовых зон, чередующихся с более тонкозернистыми биотит-калишпат-либнеритовыми зонами с преобладанием либнерита. Иногда по направлению к центру размер зерен уменьшается. Очень редко в более меланократовых разностях присутствуют порфирировидные выделения калишпата (до 3 мм) и амфиболизированного пироксена (до 3 мм). Основная масса пород состоит из гипидиоморфных или трахитоидных зерен калишпата, ксеноморфных или призматических зерен нефелина с пойкилитовыми вростками калишпата, замещаемого цеолитами, канкринитом, бесцветной слюдой и изредка корундом (причем в эпилейцитовых сиенитах нефелин присутствует только в реликтах), светло-зеленого пироксена, замещаемого роговой обманкой и зеленым биотитом. Иногда в результате замещения пироксена образуются амфибол-биотит-меланитовые псевдоморфозы. Размер зерен минералов основной массы от 0,2 до 1 мм. Из аксессуариев в породе присутствуют магнетит, апатит, сфен, циркон, корунд, кальцит.

Монмутиты встречаются в виде очень редких и незначительных по площади ($5 \times 0,5$; $0,1 \times 0,3$ м) обособлений среди среднезернистых нефелиновых сиенитов. Простираение монмутитовых «тел» нередко согласное с общей директивной структурой и полосчатостью нефелиновых сиенитов. Макроскопически это темно-серые породы, состоящие из облачно-серого нефелина (до 85—90%) и небольшого количества гастингсита (до 10%), лепидомелана. Микроскопически порода имеет гипидиоморфно-среднезернистую структуру с трахитоидной текстурой. Из аксессуариев присутствуют титаномагнетит и гранат.

Породы экзоконтактов щелочных интрузий

Контакты щелочных пород с метаморфизованными породами ордовика на всем протяжении покрыты четвертичными отложениями. Нижнепалеозойские конгломераты, слагающие несколько ксенолитов в северо-западной части массива, сильно окварцованы, до состояния вторичных кварцитов. Щелочные эффузивы в контакте с интрузиями сильно ороговикованы с образованием широких полей фенитов, являющихся типичными контактово-метасоматическими породами.

Микроскопически фениты мелкозернистые, до микрокристаллических, зеленовато-серые, зеленовато-черные, темно-серые, серые, неравномерно-зернистые породы, часто с такситовой и линзовидно-полосчатой текстурой. Первая обусловлена наличием неправильных и округлых эпилейцитоподобных пятен или неправильных прожилков полевошпатового или скаполит-полевошпатового состава, вторая — чередованием полос мелко- и тонкозернистого строения, более или менее обогащенных темноцветными минералами. Нередко наблюдается ориентировочное расположение линзовидных включений, принадлежащих скаполиту или биотиту. Микроскопически породы обнаруживают бластопорфирировую, лепидогранобластовую и порфиробластовую структуру с гранобластовой и лепидобластовой основной массой.

По минералогическому составу фениты подразделяются на следующие разновидности: 1) пироксен-амфиболовые; 2) биотит-амфиболовые такситовые; 3) биотитовые гнейсовидные; 4) амфибол-скаполит-биотитовые такситовые. Порфиробласты представлены гастингситом, эгирином-авгитом, скоплениями биотита, скаполитом, реликтовыми вкраплениями эпидейцита. Основная ткань породы обычно сложена агрегатом из калишпата, нефелина, альбита, зеленого биотита, пироксена. Скаполит и нередко гастингсит образуют крупные таблитчатые решетчатые «скелетные» бесцветные зерна с многочисленными пойкилитовыми вростками минералов основной ткани. Скаполитизация пород в данном случае, очевидно, обусловлена уже контактовым воздействием интрузии граносиенитов и связана с изменением кальцийсодержащих минералов термальными водными растворами, содержащими Cl , SO_3 и CO_2 , в высокотемпературные фазы гидротермальных процессов. Акцессорные минералы фенитов — флюорит, апатит, магнетит, циркон, сфен, мелилит, карбонат, рутил, пирит, гематит.

Вторичные изменения щелочных интрузий

Либеритовые (эпинефелиновые) сиениты слагают свыше одной трети площади выходов щелочных интрузий Есильского массива. Это бывшие среднезернистые нефелиновые сиениты, в результате интенсивных автометасоматических процессов (калишпатизация и мусковитизация) преобразованные в красные полевошпательные породы — мусковитизированные или, точнее, либеритизированные сиениты.

Внешне это средне-, реже крупнозернистые породы с гранитовым обликом, окрашенные в розовые и мясо-красные цвета, на фоне которых резко выделяются светло-зеленоватые пятна и гнезда тонкочешуйчатой слюды — либерита (рис. 20, а). Под микроскопом породы имеют гипидиоморфно-зернисто-порфировидную, иногда трахитоидную структуру; как результат постмагматической переработки, нередко обнаруживается кристаллобластическая и местами лепидобластовая структура. Количественный минералогический состав пород (%): калишпат — 32,5—78 (среднее 47,4); либерит — 17,2—65,5 (среднее 35,6); плагиоклаз — 0—16,5 (среднее 2,1); лепидомелан — 0—3,2 (среднее 0,6); меланит — 0—5,7 (0,6); роговая обманка — 0—2,0 (0,1); акцессорные, вторичные и рудные минералы — 0—17 (2,7), корунд — 0—5 (0,8).

Калиевый полевой шпат является главным компонентом породы (65,4—78%). Он образует толстотаблитчатые, нередко длиннопризматические кристаллы и неправильно огранные зерна. Наблюдаются пертитовые вростки альбита, содержание которых достигает 5—15% объема калиевого полевого шпата.

Мусковит-либерит встречается в виде незначительных (0,5—2%) примесей почти во всех породах массива, но в автометасоматически измененных породах — либеритовых сиенитах — он составляет от 19,5 до 65% (в среднем 35—40%) объема породы. Выделяются две разновидности мусковита — крупночешуйчатая, или листоватая, и мелкочешуйчатая (либерит). Листоватая разновидность мусковита встречается в основном в пегматитах и реже в либеритовых сиенитах. Цвет мусковита светлый, дымчатый, светло-сиреневый. Размер листочков от 0,5 до 50 мм (в среднем 2—10 мм). В шлифе листочки

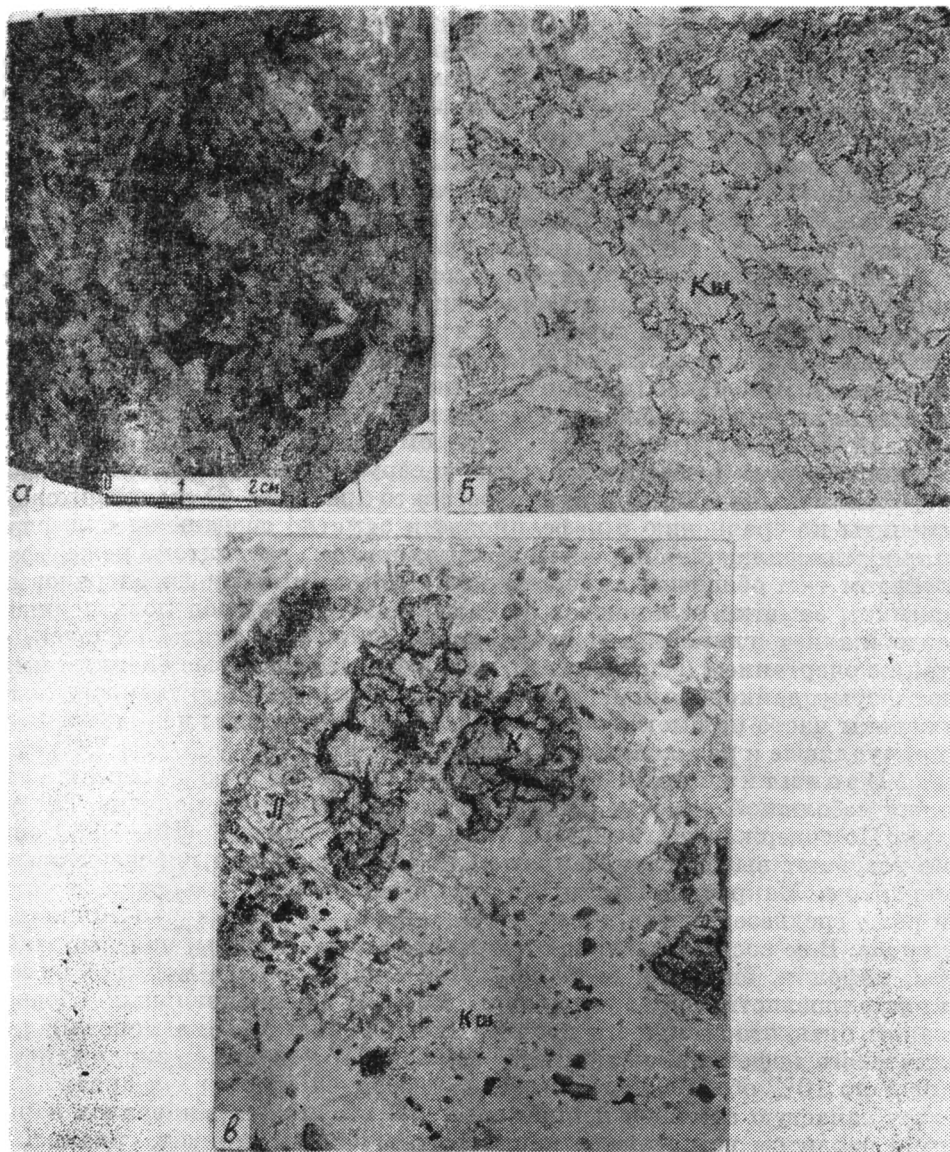


Рис. 20. Либенеритовые сиениты Есильского массива. *а* — вид в образце; *б* — вид в шлифе (Л — либенерит, Кш — калишпат), ув. 12, без анализатора; *в* — либенеритовый сиенит крупнозернистый с корундом (Л — либенерит, К — корунд, Кш — калишпат), шл. 6943, ув. 35, без анализатора.

сжаты по (001), а в поперечных разрезах имеют форму удлинённых таблиц с тонкими трещинами спайности. Плеохроизм отсутствует. Интерференционная окраска очень яркая, до высших порядков. Мелко-кочешуйчатая разновидность мусковита (серицит или либенерит) имеет светло-зеленую окраску, нередко образует псевдоморфозы по нефелину и реже — по полевым шпатам. Мелкие листочки (меньше 0,5 мм) мусковита очень часто собраны в неправильные скопления (рис. 20, б), радиально-лучистые обособления. Нередко образует оторочки в пегматитах (либенеритовых сиенитах) размером до 5 см. В шлифе бесцветный, иногда слегка буроватый.

Плагноклаз в самостоятельных кристаллах почти отсутствует.

Биотит коричневый и темно-бурый, листоватый, нередко замещается мусковитом и лимонитом. Меланит ксеноморфный, лапчатый, часто замещается зелено-бурым биотитом. Гастингсит встречается не везде и характерен в основном для менее либнеритизированных пород. Пироксен (эгирин-авгит) отмечен в одном шлифе и то в сильно измененном состоянии; замещается амфиболом, хлоритом, эпидотом и карбонатом. В виде редкой примеси присутствуют корунд (рис. 20, в), циркон, флюорит, апатит и лейкоксен.

По особенностям структуры и по количеству калиевых полевых шпатов (40—70%) либнеритовые сиениты почти не отличаются от нефелиновых. Отличие между ними заключается в следующем: 1) в либнеритовых сиенитах все фельдшпатыды (нефелин, содалит и др.) и цветные минералы (гастингсит, пироксен, меланит, реже биотит) почти полностью замещаются зеленовато-голубой мелкочешуйчатой слюдой — либнеритом или мусковитом; 2) полевой шпат в нефелиновых сиенитах имеет светло-серую и серую окраску, а в либнеритовых сиенитах — мясо-красную и розовато-красную; 3) либнеритовые сиениты по сравнению с нефелиновыми заметно обогащены сульфидными минералами — пиритом, халькопиритом, галенитом, реже сфалеритом — и обеднены акцессориями; 4) по химизму либнеритовые сиениты заметно отличаются от своих исходных пород повышенным содержанием глинозема и существенно калиевым типом щелочей, а также очертанием (морфологией) залежей: нефелиновые сиениты имеют форму дайкообразных штоков, тогда как либнеритизированные сиениты часто не имеют таковых. Для них характерны неправильные, причудливые и разнообразные очертания.

Цеолитизированные нефелиновые сиениты слагают небольшой участок (500, 1200 м²) юго-западнее колодца Таскудук. По содержанию глинозема (23—28%) и щелочей (10—15%) они не уступают высокоглиноземистым нефелиновым или либнеритовым сиенитам. Макроскопически это светло-серая, розовато-белая, мелко- и реже среднезернистая, но преимущественно неравномерно-зернистая порода. В ее составе различаются белесо-серые цеолиты, полевые шпаты, нефелин, биотит и мусковит. Под микроскопом порода имеет кристаллобластическую структуру. Состоит из сноповидных образований пятнисто-гаснущего цеолита (до 65—70% объема породы), реликтового нефелина, калишпата, мусковита, цоизита и силлиманита (от 1 до 10% объема породы). Из акцессориев сохранился апатит, а сфен зачастую замещен лейкоксом. Из вторичных минералов наряду с цеолитом встречаются канкринит, мусковит, цоизит, содалит. В некоторых разновидностях вместо цеолита нефелин замещается содалитом и порода соответствует составу нефелин-содалитового сиенита.

Жильные породы щелочных интрузий

Породы жильной серии щелочных интрузий ишимского магматического комплекса являются отчетливо одновременными образованиями. Они внедрились по тектоническим зонам близширотного, реже северо-восточного и меридионального направлений. Жильные породы, участвующие непосредственно в формировании щелочных интрузий, представлены такими разновидностями, как пегматиты, сиенит-аплиты, жильные среднезернистые святоноситы, малиньиты, псевдолейцитовые порфиры (фергуситы), жильные нефелиновые сиениты с эгирином, нефелиновые сиенит-порфиры, лампрофиры (минетта, вогезиты).

Пегматиты встречены среди святоноситов и малиньитов (нефелиновых шонкинитов), нефелиновых сиенитов и фенитов, где они образуют небольшие жилы (длина до 100 м при мощности до 2 м) и гнезда (30—80 см), а также небольшие участки в зальбандовых частях жильных нефелиновых сиенитов. Количество пегматитовых жил около 100. По минералогическому составу они подразделяются на биотит-нефелин-полевошпатовые (либнерит-полевошпатовые) с бритоли-том и биотит-полевошпатовые с ураноторитом, а также гакманитовые пегматиты. Из других аксессуаров в пегматитах встречены пирит, марказит, халькопирит, молибденит, лёллингит, арсенопирит, корунд, пироксид, флюорит, ортит, торит, магнетит, малахит.

Гакманитовые пегматиты с цеолитами в количестве 3—4 жил отмечены среди нефелиновых сиенитов участка Таскудук. Простираение жил северо-западное (310—340°), падение вертикальное. Длина их 10—15 м при мощности от 0,2 до 1,0 м. Гакманит весьма характерный минерал — от темно-малинового до светло-розового, крупнокристаллический (1—5 см длиной и 0,5—3 см в поперечнике). Его минералогический состав (%): гакманит — 30—50, калишпат — 40—60, мусковит — 10—15, нефелин — 0—10, альбит — 5—10, натролит — 10—20. Из аксессуарных минералов присутствуют пироксид, манганойльменит, иттроманганойльменит, монацит, лопарит, циркон, бадделейт, эвдиалит-эвколит, бритолит, чевкинит, ненадквичит. Вторичные минералы — цеолиты, гидраргиллит, шабазит, каолинит, гидрослюда.

Сиенит-аплиты образуют субширотные дайки протяженностью 170 м. В их составе различаются калишпат (67,7%), либнерит (29,5%), гастингсит (5,7%), рудный (4,2), апатит.

Жильные святоноситы и малиньиты слагают разнообразные, сложно разветвляющиеся дайки близширотного простирания, распространенные в основном в северной периферийной части массива. В их составе устанавливаются калишпат (57%), роговая обманка с эгирином и гранатом (до 19,9%), нефелин с содалитом (18,5%), эпидот (1,7%), рудный, сфен, апатит, бритолит (2,9%).

Псевдолейцитовые порфиры (постинтрузивные) выполняют субширотные и северо-западные дайки, протягивающиеся на 500 м при мощности 1,5 м. Это резко порфировидные породы с ясно выраженными полигональными кристаллами псевдолейцита (калишпат + нефелин) размером до 3 см, погруженными в серую тонкозернистую основную массу (калишпат, нефелин, альбит, биотит, гастингсит, эгирин-авгит, меланит).

Нефелиновые сиенит-порфиры встречаются в виде даек близмеридионального, реже широтного простирания. Мощность даек 1,5—20 м, протяженность до 1 км. Это светло-серые и серые тонкозернистые породы с порфировыми выделениями калишпата, плагиоклаза, нефелина и более позднего лапчатого гастингсита с пойкилитовыми вростками калишпата. Размер выделений до 1,5 см. Основная масса тонкозернистая, состоит из калишпата, нефелина, содалита, канкринита, альбита, эгирина, гастингсита, биотита, меланита, сфена, апатита, магнетита, флюорита. Спорадически встречаются циркон, пирит, халькопирит, лимонит.

Лампрофиры являются наиболее распространенными дайками щелочных интрузий. Простираение их северное или юго-восточное до близширотного, реже северо-западное (330—340°), протяженность до 1,4 км, мощность 0,7—3 м. Преобладающее большинство их приурочено к северной краевой части массива. В составе лампрофиров установлены пироксеновая минетта, биотитовая минетта, вогезиты.

Щелочноземельные породы

Кенталлениты и оливиновые порфириды относятся к наиболее ранним образованиям четвертой интрузивной фазы. Они слагают отдельные изометричные тела в центральной части массива. Собственно кенталлениты выполняют центральные части интрузивных тел, а оливиновые порфириды — краевые фашии их. Внешне это темно-зеленые, зеленые, темно-серые неравномерно-зернистые породы с вкрапленниками пироксена и оливина в основной тонкозернистой массе. Микроскопически порода порфировидная, полнокристаллическая, имеющая следующий состав (%): пироксен ($c: Ng=40^\circ$, $2V=+60^\circ$)—26,4, оливин ($2V=-55^\circ$, $Ng-Np=0,048$)—15,8, биотит — 12,1, калишпат ($2V=-60$)—20,3, плагиоклаз (№ 35—45)—29,0; акцессории — магнетит, сфен, циркон, апатит, флюорит, пирит, вульфенит ($\Sigma=1,9\%$).

Эссекситы образуют два значительных по размерам интрузивных тела на юго-востоке и западе (на левом берегу р. Ишим) массива среди пород нижнего палеозоя. Центральные части интрузивов сложены серовато-розовыми, до темно-серых, среднезернистыми эссекситами, а краевые — темно-зелеными порфировидными эссексит-порфиридами. Под микроскопом это гипидиоморфно-зернистые, среднезернистые порфировидные породы следующего состава (%): калишпат (ортоклаз)—40, плагиоклаз (№ 30)—35, пироксен ($c: Ng=44-52^\circ$, $Ng-Np=0,029$)—15, биотит — 10, апатит, магнетит, сфен, циркон, брукит, халькопирит, лимонит.

Монцониты представлены сиенито-диоритами и монцонитами в различных качественных и количественных соотношениях с постепенными взаимопереходами. Породы этого рода слагают несколько обособленных интрузивных тел в центральной части массива, вдоль оврага Баландысай, а также небольшие тела в юго-западной и южной части массива. Это серые, темно-серые, розовато-серые равномерно-зернистые и порфировидные породы с выделениями калишпата, плагиоклаза, биотита. Структура их гипидиоморфно-зернистая, монцонитовая, порфировидная. Состав породы (%): калишпат (ортоклаз, реже микроклин) — 25,6—35,4; плагиоклаз — альбит-олигоклаз — 35,5—42,0, пироксен ($2V=+60$, $c: Ng=38^\circ$)—0—9,4, роговая обманка ($c: Ng=18-20^\circ$, $2V=70-72^\circ$, $Ng-Np=1,666$)—4,6—16,2, кварц — 0—7,9, биотит ($Ng-Np=1,630-1,636$)—7,0—15,5; акцессории — магнетит (до 21,7 $г/т$), сфен (1,6 $г/т$), циркон (63,2 $г/т$), апатит (2,2 $г/т$), рутил, пирит (0,19 $г/т$), баделлеит (23,5 $г/т$), гематит (0,2 $г/т$), халькопирит, флюорит (3 $г/т$).

Щелочные сиениты широко развиты в центральной и юго-западной частях массива. Это розовые, светло-розовые, розовато-серые породы равномерно-, средне- и крупнозернистого, реже порфировидного строения. Под микроскопом они имеют гипидиоморфно-зернистую, приближающуюся к монцонитовой и трахитоидной, реже порфировидную и пойкилитовую структуру. По минералогическому составу выделяются следующие разновидности щелочных сиенитов: а) пертитовые сиениты (ортоклаз-пертит — 86,6%, плагиоклаз — 9,3%, рудный — 0,6%, биотит и мусковит — 0,5%, бурый циркон, апатит, флюорит, пирит); б) щелочные амфибол-пироксеновые и меланит-амфибол-пироксеновые сиениты (калишпат — 46,3—63,7%, плагиоклаз — 8,9—17,7%, гастингсит — 5,0—26,7%, пироксен — 0—5,6%, биотит — 1,5—6,1%, меланит — 0—7,4%, прочие — 0,2%); характерно, что меланит-амфибол-пироксеновые щелочные сиениты слагают кайму вдоль контакта с нефелиновыми сиенитами, за счет

которых они и обогащаются меланитом; в) кварцевые щелочные сиениты (плагноклаз — 42%, калишпат — 25,5%, биотит — 7,0%, гастингсит с реликтами пироксена — 16,3%, кварц — 7,9%, рудный, апатит, сфен — 1,5%; г) биотит-пироксеновые сиениты: пироксен ($c: Ng=45^\circ$, эгирин-авгит) — 15—20%, биотит бурый — 7—8%, плагноклаз (олигоклаз № 28—30) — 10%, ортоклаз — 60—65%, кварц — 2,5%, рудный, апатит, сфен, циркон бурый, пирит.

Граносиениты и аляскиты слагают большие по площади тела к югу от оврага Баландысай. Это розовые среднезернистые породы с гранитовой структурой и следующим составом (%): калишпат — 63,2—69,1, плагноклаз — 5,6—23,9, кварц — 12,8—24,8, биотит 0—0,4; акцессории (0,1—0,4) — магнетит, гематит, апатит, циркон бурый, ортит, анатаз, торит, флюорит, халькопирит, гранат, барит.

Жильные породы. Дайки первого этапа пород щелочноземельного ряда выполнены жильными сиенитами, сиенит-аплитами, граносиенитами, микрограносиенитами и ортоклазовыми пегматитами. Простираение их от меридионального и субмеридионального до субширотного (редко). Углы падения крутые, 65—80°. Общая протяженность даек до 200—300 м при мощности 1—2 м; для микрограносиенитов — 50×1 м. Ортоклазовые пегматиты образуют маломощные жилы — от сантиметров до 1,5 м — с преобладающим северо-восточным простираением, пегматиты безрудные.

Дайки второго этапа представлены монцонит-порфирами, встречающимися среди эссекситов; протяженность их до 600 м, мощность до 50 м. Простираение близширотное. Это розовато-серые среднезернистые порфировидные породы с вкрапленниками пироксена и плагноклаза размером до 5 мм. Основная масса хорошо раскристаллизованная, мелкозернистая, гипидиоморфно-зернистая, состоит из калишпата, зеленой роговой обманки, плагноклаза, апатита, рудного.

КОНЫРСУЙСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Этот щелочной комплекс как самостоятельный объект выделен нами в 1961—1966 гг. (Нурлыбаев, 1966, 1969). Он является своеобразным северным продолжением ишимского магматического комплекса, но с несколько иной линией развития щелочного магматизма. В отличие от ишимского комплекса здесь не встречаются породы миссуритовой субформации. Вместо обычной базитовой серии здесь появляются щелочноземельные и щелочные ряды (рис. 21). Вулканические фации представлены трахибазальтами, трахидолеритами (ранее описанными как габбро-диабазы и т. д.), трахиандезитами, трахитами, моендитами и др. Субвулканические и жерловые фации состоят из монцонит-порфиров, сиенит-порфиров, трахиандезит-порфиров и дайковой серии (микросиениты, вогезиты, спессартиты, малхиты, одиниты и др.), плутонические фации — из ортоклазовых и эссекситовых габбро, монцонитов, сиенито-диоритов, щелочных сиенитов, граносиенитов, гранодиоритов и гранитов с повышенной щелочностью.

Несколько иной тип химизма этого комплекса может быть вызван прежде всего относительным увеличением роли алюминия и кремнезема в магматическом расплаве, вследствие чего в породах появилось значительное количество плагноклаза. Причины такого направления дифференциации не совсем ясны, можно лишь предполагать либо загрязнение, либо иной состав исходной магмы. Характерным признаком эффузивной фации комплекса является наличие в ней щелочных полевых шпатов, в основном калишпата и альбита, как во вкрапленниках в виде внешних каемок вокруг андезина, иногда и

самостоятельных кристаллов, так и среди интерстиций плагиоклазов в основной тонкокристаллической массе лав и туфов.

Возраст комплекса условно определяется как ниже- и среднедевонский на том основании, что породы плутонической и субвулканической (жерла, некки и др.) фаций прорывают отложения среднего и верхнего ордовика. Верхняя граница комплекса устанавливается по трансгрессивному налеганию на него отложений верхнего девона и по пересечению его более поздними интрузиями — дофаменскими. Ранее эти эффузивы А. А. Богдановым условно считались как S_2-D_1 . Выделены они были на основании геологических и геофизических наблюдений и дополнены петрографическим изучением слагающих их пород. Существование переходов от вулканических к субвулканическим фациям и затем к плутонитам было отмечено также А. А. Богдановым. Эффузивы переходного (субщелочного) состава от дацитовых порфиров к сиенитам он относил к монцонитам, а эффузивы кислого состава — к порфиридовидным гранитам.

Формирование комплекса мыслится нами так: сначала образовались эффузивные фации в трех или четырех «фазах» — от щелочно-

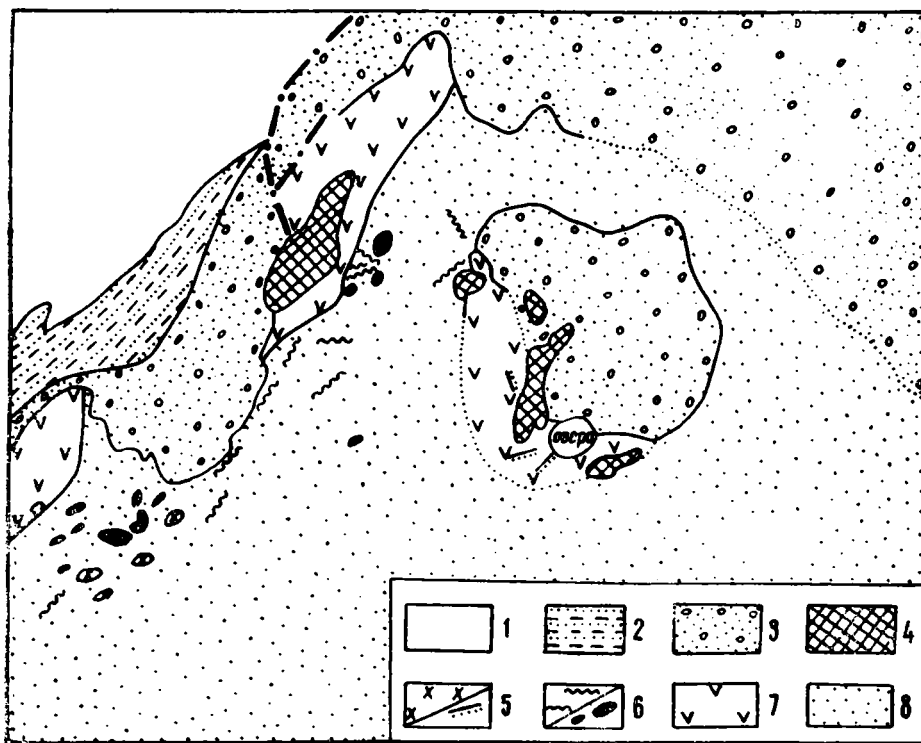


Рис. 21. Схематическая геолого-петрографическая карта конырсуйского комплекса. Составил А. Н. Нурлыбаев, 1965 г. 1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — нижнекаменноугольные отложения (известняки, песчаники, аргиллиты); 3 — средне-верхнедевонские отложения (красноцветные конгломераты и песчаники); 4 — доверхнедевонский комплекс субщелочных интрузий (монцониты, диорито-сиениты, кварцевые сиениты и щелочные сиениты); 5 — дайки и штоки сиенит-порфиров и кварцевых монцонит-порфиров и др.; 6 — дайки и штоки трахиандезитовых и трахибазальтовых порфиров, щелочные лампрофиры; 7 — вулканогенно-осадочные образования (трахиандезиты, трахибазальты, трахидациты, комендиты, красноцветные песчаники и конгломераты); 8 — средне-верхнеордовиковские отложения (полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты).

основного состава через щелочные до известково-щелочных, затем породы субвулканических и жерловых фаций. От вмещающих их эффузивов субвулканические тела отличаются рвущими контактами, штокообразной или дайкообразной морфологией, нередко большей раскристаллизованностью основной массы пород. Комагматичность вулканитов с субвулканитами и плутонитами доказывается их тесной пространственной связью, идентичностью минералогического состава, химическим родством, в частности преобладанием натрия над калием. Калий преобладает в трахито-сиенитовой серии, что сближает описываемый комплекс с ишимским. Геохимические данные также свидетельствуют о их близости. Для тех и других характерны повышенные кларки Ni, Co, Cr, Ti, Zr и других редких элементов.

Таким образом, можно сказать, что эффузивно-интрузивные породы Конырсуйской трахиандезито-монцонитовой и трахито-сиенитовой ассоциаций представляют собой различные дифференциаты монцонитовой и трахитовой магмы. Все породы описываемого комплекса весьма близки по времени образования, составу, связаны между собой территориально и генетически и образуют единую структуру.

АКСУ-БАДАМСКИЙ ЭФФУЗИВНО-ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ⁵

К этому магматическому комплексу относятся следующие щелочные вулкано-плутонические массивы Чимкентской области: 1) интрузив Каинды; 2) интрузив Ирису; 3) плутоно-вулкан Машат; 4) плутоно-вулкан Бадам (Каржантау-Угамские горы); 5) интрузив Ортабас; 6, 7) интрузивы Западно-Сартурский и Восточно-Сартурский; 8) интрузив Кулан; 9) интрузив Саясу; 10) интрузив Жиланды. Кроме того, здесь очень много (более 25—30) мелких штоков и трубок взрыва альбазитового и реже альгипербазитового состава размером от 30×50 до 300×500 м.

Щелочные магматиты региона подвергались различным детальным исследованиям, среди которых в первую очередь следует отметить работы В. А. Николаева (1935), К. Н. Вендланда (1937), М. П. Орловой (1959, 1960), В. К. Монича и А. Н. Нурлыбаева (1959), Г. М. Фремда (1960, 1961), Т. В. Молчановой (1957, 1965, 1966), К. А. Абдрахманова (1965) и т. д.

В Чимкентской области щелочные породы слагают два пояса: Аксу-Бадамский (массивы Каинды, Ирису, Машатский, Бадамский, Угамский и другие) и Арыс-Боролдайский (интрузивы Кулан, Жиланды и др.). В первом щелочной магматизм проявлен в виде комагматических вулкано-плутонических комплексов — от щелочных ультрабазитов через лейцит-базальтоидные до трахиандезитов, в целом относящихся к трахибазальтовой формации. Второй вулкано-плутонический пояс, очевидно, сложен менее основными и более кислыми разновидностями — от монцонит-трахиандезитов до сиенито-трахитов в завершающих фазах.

Абсолютный возраст щелочных пород Южного Казахстана 260—300 млн. лет при среднем значении цифр 278 млн. лет, что согласуется с их геологическим положением.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА РАЗВИТИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

В геологическом строении района участвуют допалеозойские (верхнепротерозойские) породы фундамента; нижнепалеозойские от-

⁵ Западно-Таласский магматический комплекс, по Е. Д. Карповой (1957).

ложения, объединяющие кембрийские и ордовикские образования, среднепалеозойские отложения, представленные тьюлкубасской свитой нижнего — среднего девона и карбонатными породами верхнего девона, нижнего и среднего карбона. Верхнедевонские (живет и фамен) и ниже-среднекарбонные карбонатные отложения наиболее широко распространены в Аксу-Бадамской зоне и являются вмещающими для мягких щелочных пород этого района.

Верхнепалеозойские осадочные отложения в изученном районе отсутствуют. Они широко развиты южнее, восточнее, юго-западнее этого района и состоят из эффузивно-осадочных и эффузивных комплексов. В Аксу-Бадамской зоне в верхнем палеозое образуется щелочная вулканоплутоническая ассоциация трахиандезитовых, щелочнобазальтоидных и щелочногабброидных пород.

Мезокайнозой сложен юрскими глинами с прослоями угля, верхнемеловыми и неоген-нижнечетвертичными конгломератами, глинами, известняками и современными аллювиально-делювиальными отложениями.

В тектоническом отношении описываемый район входит в состав Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоны (Чаткало-Кураминской, по схеме Х. М. Абдуллаева), протягивающейся в субширотном направлении и косо секущейся Таласо-Ферганским разломом северо-западного простирания (Зубцов, 1961 и др.).

Щелочные породы размещены в северной периферической части указанной выше структурно-фациальной зоны и западнее Таласо-Ферганского разлома в пределах Арыс-Угамской глыбово-складчатой зоны (Молчанова, 1966), выполненной в основном карбонатными породами нижнего карбона, в меньшей мере — фамена. Нижнепалеозойские и верхнедевонские (живет-фаменские) отложения слагают неширокую срединную часть зоны в виде узкого блока, ограниченного разломами.

Границы Арыс-Угамской зоны имеют обычно тектонический или интрузивный характер. Только на отдельных отрезках устанавливаются стратиграфические контакты с подстилающими породами, что позволяет заключить, что в верхнем девоне — нижнем карбоне эта часть Срединного Тянь-Шаня представляла собой широкий геосинклинальный прогиб. Суммарная мощность карбонатных отложений 4000 м. Породы смяты в широкие, иногда изометричные брахиформные складки с углами падения крыльев 20—40°. Эти складчатые структуры, образованные фамен-нижнекарбонными отложениями, сформировались скорее всего в результате дифференцированных перемещений по разломам отдельных блоков фундамента в период осадконакопления. Особенно интенсивными эти движения были в период после нижнего карбона, когда начался общий подъем Среднего Тянь-Шаня и обособление глыбово-складчатых зон.

В результате простые складчатые структуры карбонатных пород оказались осложненными большим количеством разломов типа сбросов субмеридионального и северо-западного простирания и надвигами субширотного простирания. С возникновением крупных субмеридиональных или широтных разломов в орогенный этап связано также формирование внутренних впадин, ограниченных этими разломами.

Впадины в Аксу-Бадамской зоне выполнены верхнепалеозойскими отложениями, представленными главным образом наземными щелочно-основными вулканогенными образованиями и осадками моласового типа (последние встречаются к востоку от исследованного района). Излияния лав и выбросы пирокластического материала происходили, очевидно, по разломам, ограничивающим впадины, притом

неоднократно. Наблюдается синхронность вулканических излияний в пределах впадин с внедрением щелочных интрузий.

Все щелочные верхнепалеозойские эффузивно-интрузивные образования выделяются нами в щелочной аксу-бадамский комплекс пород щелочнобазальтоидной (возможно, с переходом в альгипербазитовую) формации с дифференциацией пород в эффузивный этап: лейцитовый базальт — лейцитовый тефрит — лейцитит — лейцитовый шононит — трахиандезитовый порфир — латитовый порфир — трахиандезитовый трахитовый порфир и пироксенит-шонкинит — псевдолейцитовый сиенит — такситовый нефелиновый сиенит — монцонит-сиенит — граносиенит в интрузивный этап.

ГЕОЛОГИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Интрузивные породы этого комплекса образуют несколько мелких штоков, прорывающих карбонатные отложения и приуроченных к тектоническим нарушениям субмеридионального направления или местами к пересечениям их с субширотными разломами типа надвигов. Наиболее крупные массивы — Ирису и Каинды — представляют собой центральные интрузии, дискордантные по отношению к вмещающим породам (площадь их соответственно 25 и 2,5 км²).

Петрографический состав пород, слагающих массивы, изменяется от ультраосновного (биотитовые перидотиты и пироксениты) до достаточно кислого с высоким содержанием щелочей (кварцевые сиениты). Промежуточные разности пород отвечают шонкиниту, псевдолейцитовым и нефелиновым сиенитам, монцонитам, щелочным сиенитам.

Массивы Ирису и Каинды неоднократно детально исследовались (Николаев, 1935; Орлова, 1959; Молчанова, 1966; Абдрахманов, 1965; Нурлыбаев, Панченко, 1964, 1968), поэтому их полное описание здесь не приводится, поскольку оно в достаточной мере отражено в рукописных и печатных работах упомянутых авторов. В работе приводятся лишь новейшие данные по геологии и структуре плутонов, а также краткие сведения по петрологии и минералогии главнейших типов магматитов описываемого щелочного комплекса, полученные нами за последние годы.

Нами установлено, во-первых, что Каиндинский и Ирисуйский интрузивы являются типичными субвулканами (вулканоплутонами) в понимании А. А. Полканова (1944), т. е., что это плутонические тела, образовавшиеся на небольшой глубине и в момент становления сообщавшиеся с земной поверхностью. Во-вторых, в восточной части Ирисуйского массива⁶ обнаружен «центральный шток», ядро которого сложено породами жерловой фации — лейцитовыми базальтами и лейцититами, вторая «полоса» — мезократовыми сиенит-порфирами, а третья — псевдолейцитовыми порфиритами (шонкиниту и шонкинито-порфириту) и меланократовыми фонолитами субвулканической фации. В-третьих, чаще всего по возрастным группам пород выяснено зонально-кольцевое строение вулканоплутона (табл. 15). В-четвертых, уточнены названия пород и границы их взаимопереходов. В-пятых, в результате наших работ 1966—1970 гг. выяснилось, что нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты (включая трахитоидные нефелинсодержащие сиениты) имеют площадное распространение (около 30% обнаженной части массива сложено ими), т. е. не встречаются в виде

⁶ Такие же субвулканические породы отмечены в Каиндинском и в других массивах, но там они сравнительно слабо изучены.

отдельных жил и даек, как предполагалось раньше. В-шестых, по-новому объясняется происхождение и геологическое положение шонкинитовых пород (шонкиниты псевдолейцитовые и полосчатые, меланократовые и равномерно-зернистые), которые нами рассматриваются как фенитизированные участки боковых пород и вулканитов кровли.

Массив Ирису

Массив Ирису представляет собой асимметричное концентрически-зональное магматическое образование, несогласное по отношению к вмещающим известнякам карбона и приуроченное к месту пересечения тектонических нарушений субширотного и меридионального направлений. В плане он имеет форму эллипса, вытянутого по длинной оси в субширотном направлении с погружением и сужением на запад-юго-запад (рис. 22). Площадь массива около 25 км², но в связи с тем, что его западная часть перекрыта мощной толщей неоген-четвертичных конгломератов, обнажена только восточная его часть площадью около 8,8 км².

Многофазный массив Ирису имеет сложное строение. Он состоит из субвулканических штоков и кольцевых интрузивных тел, сменяющих друг друга в возрастной последовательности от периферии к центру, или наоборот (рис. 22, табл. 15). На примере этого массива видно, что породы более ранних фаз (лейцитовые базальтоиды и фонолиты) расположены в центре кольцевой структуры, а соответствующие им плутониты — щелочные пироксениты и габбро-сиениты — по периферии субвулкана. В таблице 15 показана последовательность становления щелочных пород Ирисуйского массива. Мнение о многофазности массива и его концентрически-зональном строении высказывалось М. П. Орловой (1961), затем совершенно обоснованно оно было опровергнуто последующими исследователями (Абдрахманов, 1965; Молчанова, 1966).

Образование Ирисуйского массива, скорее всего, началось с внедрения субвулканического (возможно, и эффузивного?) тела лейцитовых базальтов, лейцитовых авгититов и лейцититов (в месте пересечения тектонических нарушений), представляющих собой, очевидно, жерловую фацию Ирисуйского субвулкана. Непосредственно вслед за лейцитовыми базальтами сформировался центральный шток шонкинит-порфиритов (нефелиновых порфиритов и фонолитов). Четко выраженной ориентировки кристаллов, свидетельствующей о течении магмы в штоке, нет. После незначительного перерыва по кольцевым трещинам вокруг эллипсоидного тела шонкинит-порфиритов началось внедрение интрузивных пород массива. Исходная магма, участвовавшая в формировании всех разновидностей щелочных пород Ирису, соответствовала, вероятно, составу лейцитового сиенита. Этот магматический расплав, в значительной мере ассимилируя лейцитовые базальты, шонкиниты, а также обогащаясь железом, кальцием и магнием за счет вмещающих известняков и доломитов, способствовал образованию кольцевых интрузий пироксенитов, монцонитов, меланократовых щелочных сиенитов, такситовых сиенитов. Наши предположения относительно гибридного происхождения данных разновидностей пород подтверждаются наличием таких характерных признаков ассимиляции и контаминации, как: а) присутствие ксенолитов щелочных базальтоидов и шонкинит-порфиритов, особенно в приконтактных частях; б) реликтовые текстуры и структуры, характерные для субвулканитов на отдельных участках; в) шлиры, обогащенные темноцветными выделениями с образованием пятнистой текстуры;

г) резкая смена зернистости и количественно-минералогического состава пород; д) наличие меланита, сфена, диопсида, диопсид-авгита. Очевидно, ассимиляция получила максимальное развитие на месте залегания пород. Грубая и тонкая полосчатость, свойственная всем перечисленным разновидностям пород, свидетельствует о кристаллизации магматического расплава в процессе движения.

Таблица 15

Последовательность образования щелочных пород массива Ирису

Фация	Возрастная группа или фаза	Порода
Субвулканическая	Ia	Лейцитовые базальты, лейцититы, лейцитовые тефриты
	IIa	Фергусит-порфириты, фонолит-порфиры меланократовые (бывшие шонкинит-порфириты, шонкиниты, шонкинит-порфиры)
	Iб	Косьвиты, бороланиты, пироксениты псевдолейцитовые, биотитовые и ортоклазовые
	IIб	Меланократовые щелочные сиениты, эссекситы, малиньиты, монцониты
	III	Трахитоидные нефелинсодержащие щелочные сиениты, нефелиновые сиениты
Дайковая	IV	Сиенит-порфиры
		Жильные лейцитовые пироксениты, тингуаиты псевдолейцитовые, пироксен-амфиболовые сиениты, святоноситы, жильные малиньиты
Эндоконтактовая		Нефелиновые сиенит-порфиры, сиенит-пегматиты, бостониты, сиенит-порфиры, лампрофиры
Экзоконтактовая		Псевдолейцитовые сиениты, фергуситы
		Эпилейцитовые сиениты
Автометасоматическая		Фениты, фенитизированные породы (бывшие шонкиниты, шонкинит-порфириты)
		Либенеритовые и альбитовые сиениты, микроклиниты, содалитовые сиениты

Наиболее ранние породы — щелочные пироксениты (косьвиты), ортоклазовые и лейцитовые пироксениты — слагают внешнюю дугообразную полосу, выклинивающуюся на востоке и юго-западе и имеющую контакт в виде конуса с наклоном на западе в $35-50^\circ$ и на севере в $70-90^\circ$ к центру плутона. Последующие порции магмы образовали монцониты, меланократовые щелочные сиениты и малиньиты, слагающие кольцевые интрузии мощностью от первых десятков метров до 1200 м с наклоном контактовых поверхностей к центру массива. Контакты интрузий конусообразные, с крутым, почти вертикальным наклоном на восток ($80-90^\circ$) и выполаживающимся на запад до $35-40^\circ$, что, вероятно, и обусловило увеличение мощности отдельных интрузий в западной части массива. С третьей интрузивной фазой связано формирование мощной кольцевой интрузии нефелино-

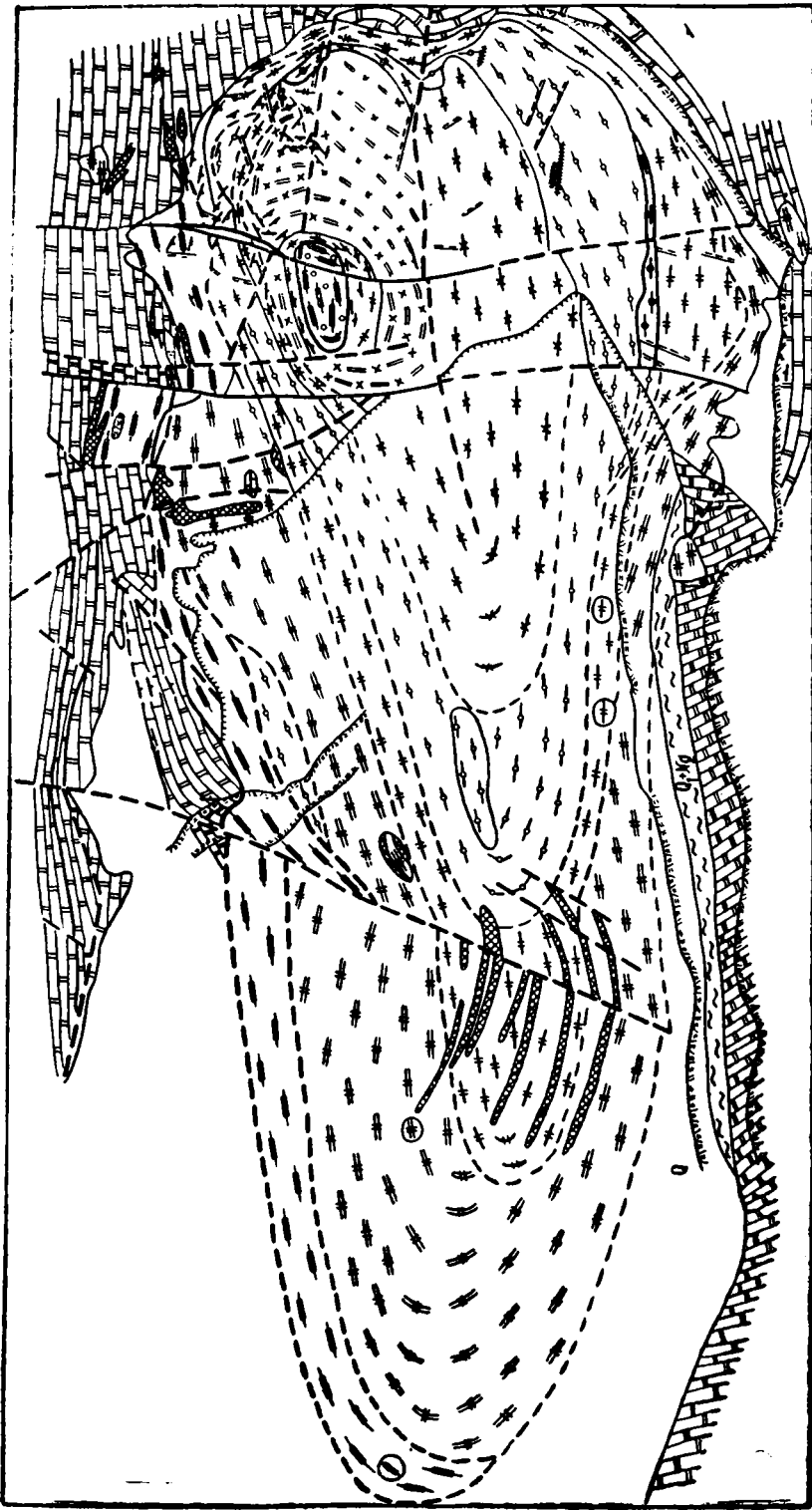


Рис. 22. Схематическая геолого-петрографическая карта Ирисуйского щелочного массива. Составили А. Н. Нурлыбаев, А. Г. Панченко с использованием материалов Ирисуйской ГРП. 1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — плиоцен-нижнечетвертичные отложения: конгломераты, глины; 3 — средне-нижнекарбоневые известняки, мергели, доломиты, алевролиты; 4 — мраморы и мраморизованные известняки; 5 — скарны; 6 — дайки сиенит-порфиров, бостонитов, сиенит-пегматитов; 7 — дайки нефелиновых сиенитов; 8 — псевдолейцитовые сиениты; 9 — нефелиновые сиениты; 10 — трахитовые щелочные нефелинсодержащие сиениты; 11 — меланократовые щелочные сиениты, монцониты; 12 — такситовые сиениты, фенитизированные шонкиниты и шонкинит-порфиры, псевдолейцититы; 13 — мезократовые щелочные сиениты; 14 — шонкинит-порфиры (фонолиты); 15 — лейцитовые базальты, лейцититы (субвулканическая жерловая фация); 16 — пироксениты, ортоклазовые и псевдолейцитовые пироксениты; 17 — границы достоверные (а) и предполагаемые (б); 18 — контур снятых четвертичных отложений (зубчики указывают на перекрытую площадь); 19 — тектонические нарушения достоверные (а) и предполагаемые (б); 20 — углы наклона кристаллов: 35—49°, 50—64°, 65—80°, 81—90°.

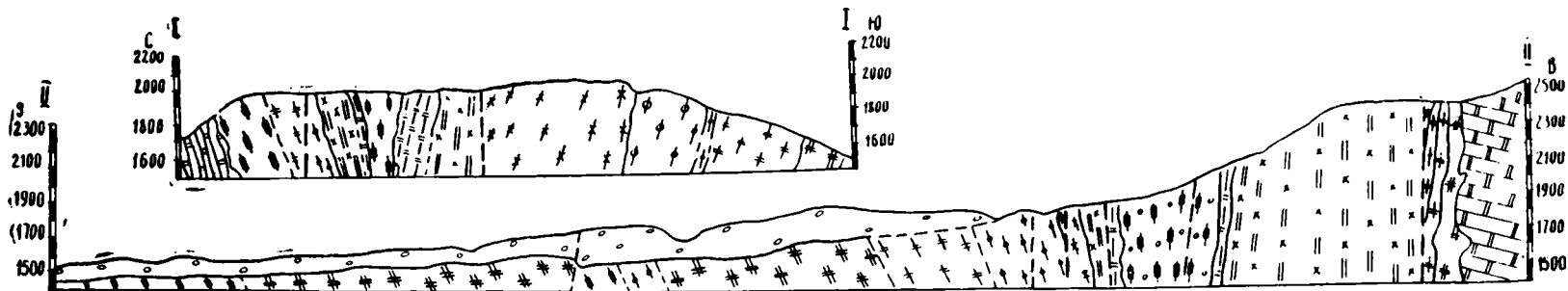


Рис. 23. Геологические разрезы к геолого-петрографической карте массива Ирису.

вых и нефелинсодержащих сиенитов трахитоидного строения, а также их эндоконтактовых фаций — псевдолейцитовых сиенитов с общей шириной полос до 900 м. Наклон контактовой поверхности ориентирован к центру массива под углами 60—80°. Заключительным этапом в Ирисуйском массиве, по-видимому, явилось образование небольшой субвулканической интрузии щелочных сиенит-порфиров (щелочноземельные сиениты Т. В. Молчановой или мезократовые сиениты К. А. Абдрахманова) по кольцевому разлому вокруг жерлового штока лейцитовых базальтов с почти вертикальным падением породы от периферии к центру и дайковой фации (рис. 22, 23).

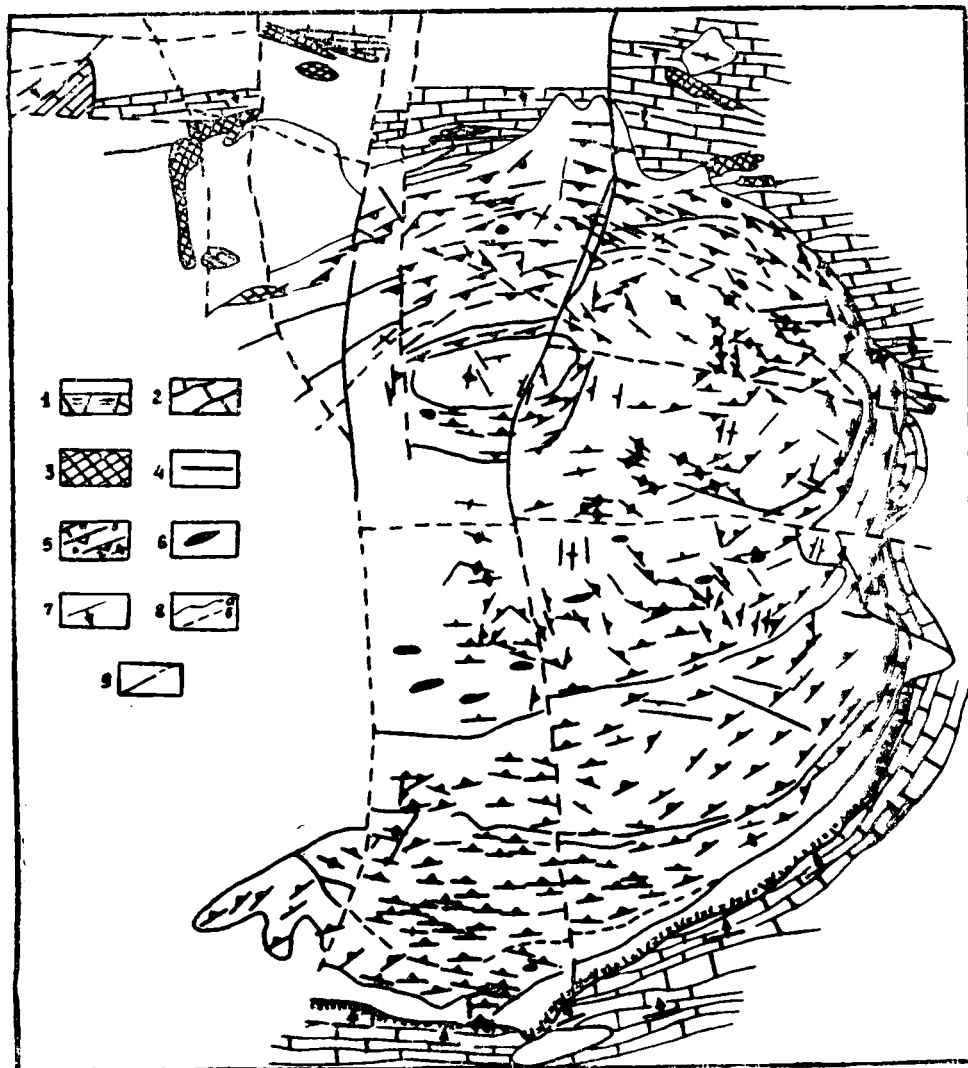


Рис. 24. Структурная карта массива Ирису. 1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — средне-нижнекарбонные известняки, мергели, доломиты, алевролиты; 3 — скарны; 4 — дайки сиенит-порфиров, бостонитов, нефелиновых сиенитов; 5 — ориентировка трахитоидности с углами наклона кристаллов: а — 25—35°, б — 36—50°, в — 51—80°, г — 81—90°; 6 — ориентированные шлиры и ксенолиты; 7 — элементы залегания вмещающих пород; 8 — границы достоверные (а) и предполагаемые (б); 9 — тектонические нарушения.

Внедрение кольцевых интрузий щелочных пород Ирису, очевидно, сопровождалось постоянным опусканием центральной части субвулкана, что объясняет закономерную смену относительно более древних пород более молодыми по мере движения их от периферии к центру плутона. Детальное изучение структуры массива Ирису подтверждает, что все щелочные породы его образовались из одного (или нескольких — двух-трех) центра внедрения (рис. 24), фиксируемого штоком лейцитовых базальтов. Этот субвулкан по своему строению аналогичен Есильскому (Нурлыбаев, 1965), а также кольцевым комплексам Алдана (Билибин, 1940; Кравченко, 1961; Максимов, 1970), Шотландии, Центральной Монтаны и грабена Осло (М. Р. Billins).

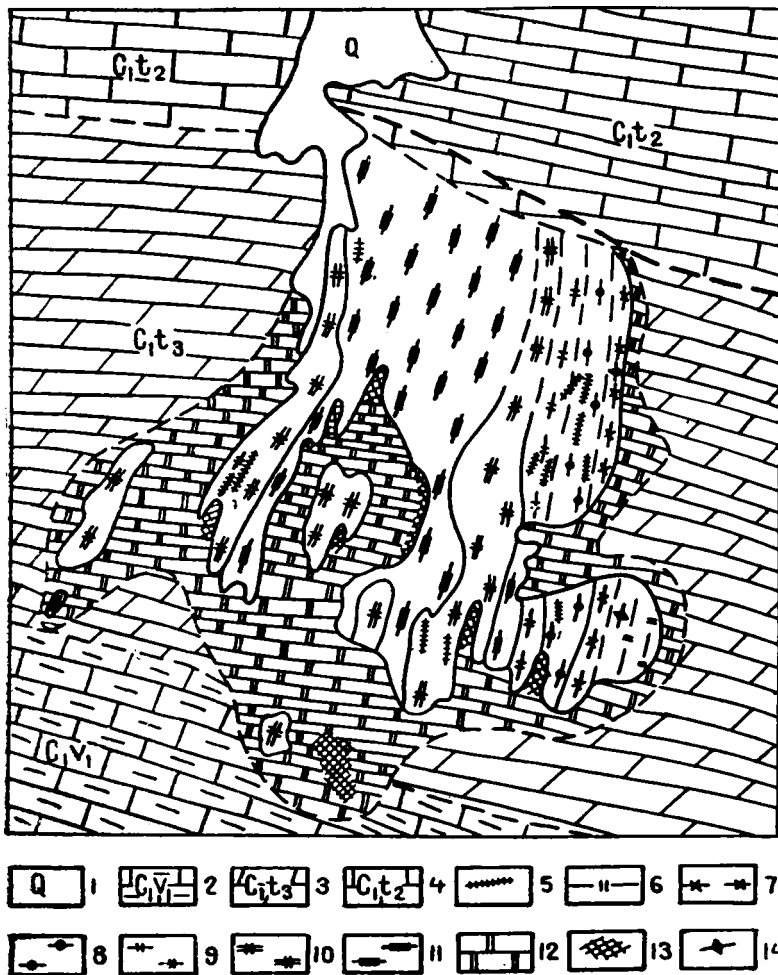
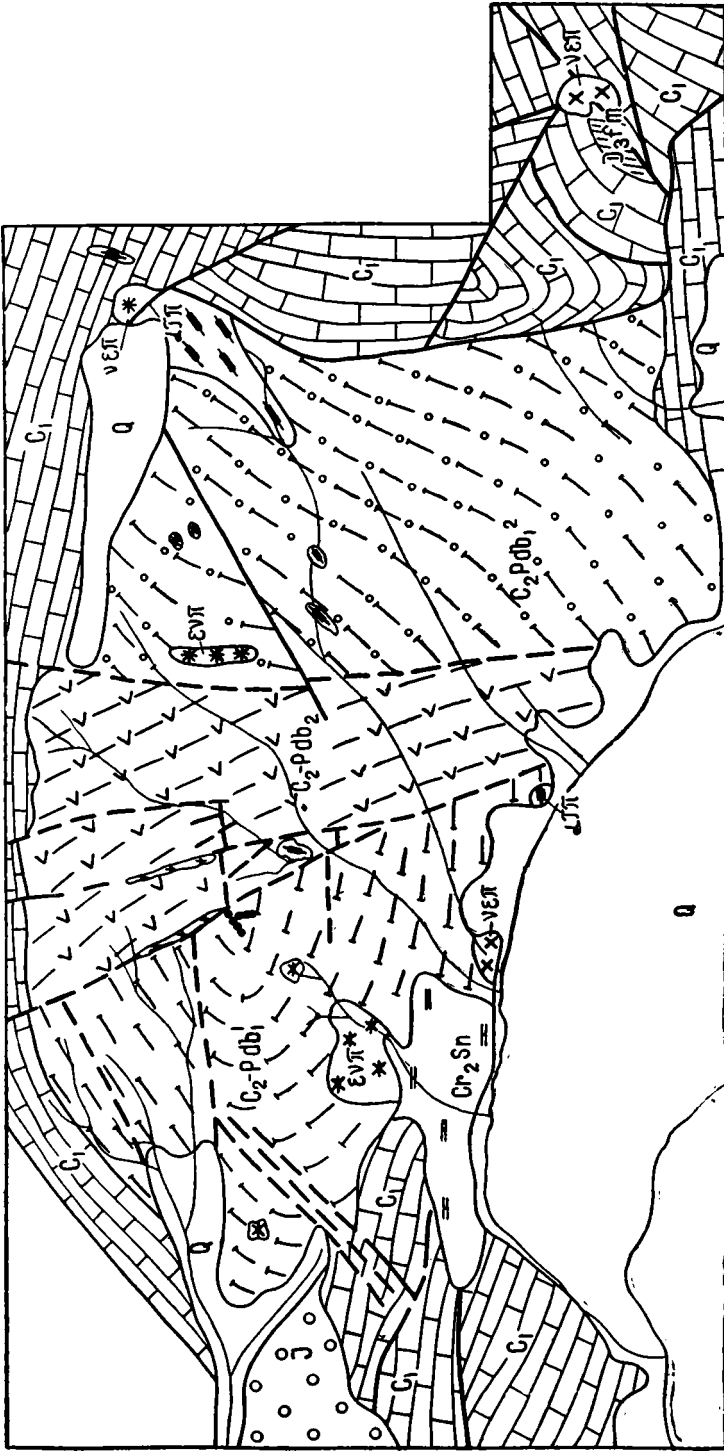


Рис. 25. Схематическая геолого-петрографическая карта массива Кайнды. Составили А. Н. Нурлыбаев и А. Г. Панченко с использованием материалов К. А. Абдрахманова. 1 — четвертичные аллювиальные и делювиальные отложения; 2 — нижневишневские известняки; 3 — верхнетурнейские известняки и доломиты; 4 — среднетурнейские известняки, мергели и доломиты; 5 — дайки нефелиновых сиенитов; 6 — мезократовые щелочные сиениты; 7 — такситовые сиениты; 8 — псевдолейцитовые сиениты; 9 — трахитоидные нефелинсодержащие сиениты; 10 — меланократовые щелочные сиениты, монзониты; 11 — пироксениты, ортоклазовые и псевдолейцитовые пироксениты; 12 — мраморы и мраморизованные известняки; 13 — скарны; 14 — углы наклона кристаллов (80—90°).



- | | | | | | | | |
|---------------------------------|-------------------|-------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|-------|------|
| Q | C ₂ Sn | ○ ○ ○ | + + | ∠ ∠ ∠ | C ₂ Pdb ₂ | X EVT | EVT* |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| C ₂ Pdb ₁ | ○ ○ ○ | X EVT | C ₂ Pdb ₁ | C ₂ Pdb ₂ | X EVT | EVT* | |
| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | |

Массив Каинды

Каиндинский шток щелочноосновных (возможно, и щелочно-ультраосновных) пород расположен к востоку от Ирисуйского массива. Он детально описан В. А. Николаевым (1935).

Субвулкан имеет в плане неправильное очертание в виде слегка удлиненного овала размером 1200×1000 м и представляет собой трубчатый шток с четко выраженным зональным строением, резко дискордантный по отношению к вмещающим известнякам карбона (рис. 25). Отличительная особенность Каиндинского массива по сравнению с Ирисуйским состоит в том, что в первом центральная часть (ядро) штока сложена щелочными пироксенитами, а во втором субвулканитами — лейцитовыми базальтами и нефелиновыми порфиритами (первая фаза). Затем после незначительного перерыва по внешним, по отношению к пироксенитам, трещинам образовались интрузии монзонитов, меланократовых сиенитов, позже трахитоидных нефелин-содержащих сиенитов и их фаций эндоконтакта — псевдолейцитовых сиенитов и, наконец, мезократовых щелочных сиенитов. Отдельные возрастные группы интрузива по форме повторяют конфигурацию трубчатого штока пироксенитов. Они характеризуются небольшими (50—150 м) мощностями и очень крутыми, почти вертикальными (75—90°) падениями, направленными к центру массива. Возможно, что на глубине отдельные тела сливаются по эллипсу и интрузив представляет собой типичное зонально-кольцевое образование. Завершающим в пределах штока явилось образование даек нефелиновых сиенитов и пегматитов.

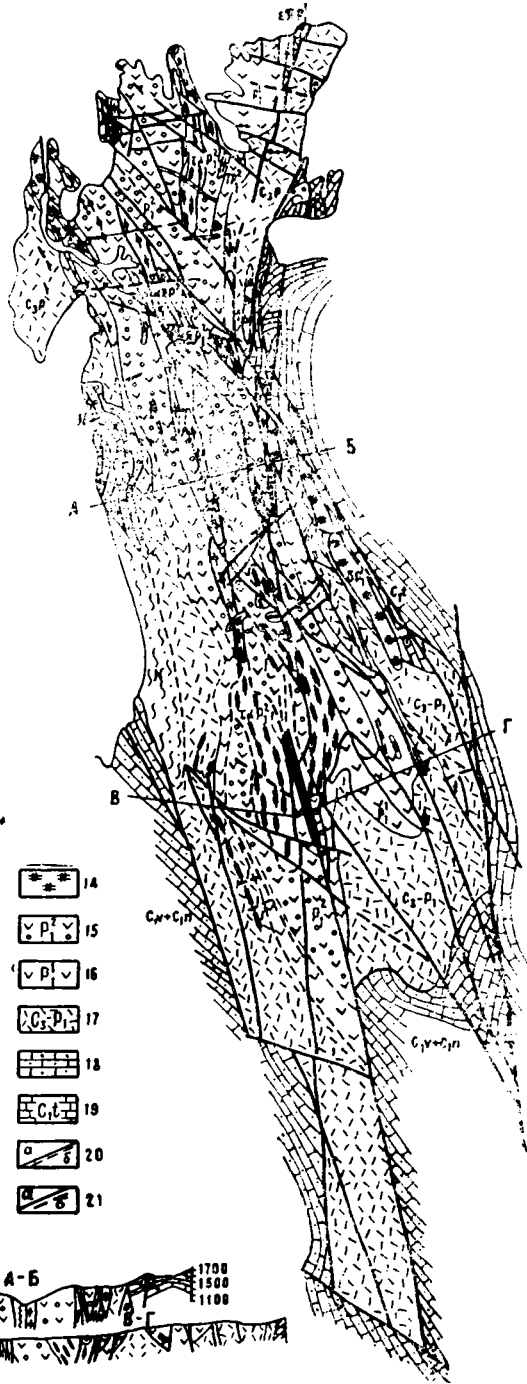
Таким образом, массивы Ирису и Каинды являются сложнодифференцированными магматическими образованиями с оригинальным концентрически-зональным строением слагающих их пород.

ГЕОЛОГИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Эффузивные образования Аксу-Бадамского района подразделяются на две толщи (свиты), соответствующие, очевидно, двум крупным фазам вулканической деятельности Южного Казахстана.

Нижняя свита сложена лейцитовыми базальтами, лейцитовыми тефритами, лейцититами и ортоклазовыми базальтами. Она выполняет Машатскую впадину в бассейне р. Даубаба и известна под названием даубабинской свиты (рис. 26). Даубабинская свита некоторыми исследователями (Абдрахманов, 1965; Молчанова, 1966) делится на две подсвиты: нижнюю с лейцитовыми базальтами и их пирокласто-

Рис. 26. Схематическая геологическая карта правобережья р. Даубаба. Составили А. Н. Нурлыбаев и А. Г. Панченко с использованием материалов Т. В. Молчановой и К. А. Абдрахманова. 1 — четвертичные нерасчлененные отложения; 2 — песчанистые глины, известняки верхнего сенона (C_2^{2sp}); 3 — песчано-глинистые и углистые сланцы, конгломераты (J). Верхнепалеозойская эффузивная толща даубабинской свиты (C_2-P_1); 4 — субвулканические сиенит-порфиры; 5 — субвулканические меланократовые трахиты; 6 — пироксеновые трахандезитовые, трахитовые, латитовые порфиры, лейцитопорфиры, их туфы, туфолавы, агломераты; 7 — шонкинит-порфиры; 8 — эпидейцитовые тефритовые порфириты; 9 — пирокластоиды тефритовых порфиритов, лейцитовых тефритов и базальтов, лейцитовых трахитов, лейцититов с редкими прослоями последних; 10 — дайки меланократовых щелочных базальтов; 11 — субвулканические щелочные базальты и тефритовые порфириты; 12 — пироксеновые, ортоклазовые и лейцитовые базальты, их лавобрекчии и туфы с прослоями лейцититов; 13 — известняки, доломиты, мергели нижнего карбона; 14 — фаменские алевролитистые известняки, глинистые сланцы (D_3^{fm}); 15 — тектонические нарушения.



- 1 1
- 2 2
- 3 3
- 4 4
- 5 5
- 6 6
- 7 7
- 8 8
- 9 9
- 10 10
- 11 11
- 12 12
- 13 13
- 14 14
- 15 15
- 16 16
- 17 17
- 18 18
- 19 19
- 20 20
- 21 21



литами и верхнюю, состоящую из лейцитовых тефритов, ортоклазовых базальтов и их пирокластолитов. Такое деление нам представляется излишним. Субвулканы даубабинской свиты (некки лейцитовых тефритов и шонкинит-порфиры) представляют собой, очевидно, жерла вулканов. Присутствие корневых частей вулканических аппаратов, а также широкое развитие вокруг них грубообломочных и агломератовых вулканокластических пород позволяют говорить о локализации центральных вулканических аппаратов в средней части впадины. В процессе излияния лав и выбросов пирокластического материала, по-видимому, происходило синхронное прогибание структуры.

В состав пород верхней свиты щелочных эффузивов входят трахидацитовые, трахиандезитовые и липаритовые порфиры с резко подчиненными прослоями шошонитовых порфиритов и их пирокластитов. В Бадамской впадине верхняя свита резко подчинена нижней. Она обнажается в центральной части впадины вокруг жерла вулкана, сложенного трахиандезитовыми (латитовыми) порфирами, и имеет периклинальное падение в сторону от жерла.

В западной части Каржантау-Кураминской впадины (бассейны рек Угам, Бадам, Кызылата, Джужум) резко преобладают образования верхней свиты, а представители нижней свиты встречаются в виде отдельных маломощных (до 10 м) покровов. В литературе эти осадочные вулканогенные образования относятся к верхам шурабсайской свиты пермского возраста (Васильковский, 1952). Е. Д. Карповой и др. (1957) трахиандезитовые и трахитовые породы этого района выделяются в бадамскую толщу (P_1^2), а субщелочные трахиандезитовые — в кызыл-булакскую (P_1^1).

На основании наших исследований в районе г. Каржантау в 1966—1967 гг. установлена следующая последовательность в образовании субщелочных и щелочных отложений (рис. 27, снизу вверх): 1) шурабсайская свита: липаритовые и трахилипаритовые игнимбриты, туфы, туфолавы трахилипаритового и трахидацитового состава (C_3-P), мощность 200—700 м; 2) кызыл-булакская толща: пироксеновые и амфиболовые трахиандезиты, их туфо- и лавобрекчии (P_1^1), мощность 100—600 м; 3) бадамская толща: лавы, туфолавы, туфобрекчии, туфы трахитов, меланократовые, трахиандезитовые и эпилейцитовые трахиты с прослоями шошонитов, туфопесчаников и туфоалевролитов. К этой свите приурочены субвулканические тела камптонитов, трахиандезитов, бостонитов, трахидацитов, меланокра-

Рис. 27. Геологическая карта бассейна р. Бадам. Составили А. Н. Нурлыбаев, А. Г. Панченко с использованием материалов Н. Г. Лескова, А. М. Маслова, С. П. Садокова, Ф. Н. Абакумова и собственных наблюдений. 1 — четвертичные аллювиально-делювиальные отложения; 2 — неоген: конгломераты, мергелистые известняки; 3 — мел: красноцветные песчаники и алевролиты. Дайковая фация: 4 — диоритовые порфириты; 5 — керсантиты; 6 — сиенит-порфиры; 7 — трахиандезиты, трахидациты, камптониты; 8 — сиенито-диориты, сиенит-аплиты. Субвулканические интрузии: 9 — бостониты; 10 — меланократовые трахиты; 11 — щелочные сиенит-порфиры; 12 — плагиотрахиты и эпилейцитовые трахиты; 13 — сиенит-порфиры; 14 — кварцевые диориты, пироксеновые и амфиболовые диориты. Покровные фации: 15 — лавы, туфолавы, туфобрекчии и туфы трахитов, трахиандезитовых и эпилейцитовых трахитов с прослоями эпилейцитовых шошонитов, туфопесчаников и туфоалевролитов; 16 — лавы, туфолавы, лавобрекчии пироксеновых и амфиболовых трахиандезитов с туфоконгломератами и туфогравелитами в подошве; 17 — липаритовые игнимбриты, туфы и туфолавы трахилипаритового и трахидацитового состава; 18 — визейский и намюрский ярусы: песчаники и туфопесчаники с прослоями и линзами конгломератов, известняков, туфов, трахиандезитовых и пироксеновых порфиритов и глинистых сланцев; 19 — турнейский ярус: известняковые конгломераты, песчаники, известняки; 20 — контуры установленные (а) и предполагаемые (б); 21 — тектонические нарушения достоверные (а) и предполагаемые (б).

товых трахитов, щелочных сиенит-порфиров, плагиогранитов и эпилейцитовых трахитов. Основное внимание при изучении эффузивных образований Каржантау уделялось щелочным эффузивам бадамской толщи.

В исследуемом районе щелочные эффузивы обнажаются в ядре меридиональной синклинали, сложенной известняками нижнего карбона, и имеют с ними в большинстве случаев тектонические контакты. Слои падают в основном по направлению к центру структуры под углом $30-65^\circ$, выполаживаясь в центре до 12° . Следует отметить, что структура нарушена многочисленными разломами северо-западного и близмеридионального простирания, что затрудняет ее расшифровку (рис. 27).

Изучение разреза бадамской толщи позволяет заключить, что формирование ее связано с тремя импульсами, каждый из которых начинается пирокластическими образованиями и заканчивается лавовыми излияниями. Вещественный состав одних и тех же литологических разновидностей от низов разреза к верхам претерпевает определенную эволюцию, т. е. изменяется от трахиандезитового до трахитового. Бадамскую толщу можно подразделить на три пачки: нижнюю — трахиандезитовую, среднюю — эпилейцитовую и верхнюю — трахитовую.

Трахиандезитовая пачка слагает периферические части бадамской толщи. Она составлена из базальных туфопесчаников, туфоалевролитов, трахитов, андезито-трахитов, трахиандезитов и эпилейцитовых андезито-трахитов. Мощность пачки 120—220 м.

Эпилейцитовая пачка представлена отдельными пятнами и полосами мощностью 200—500 м. В составе пачки преобладают пирокластические породы — агломератовые туфы и туфобрекчии эпилейцитовых и щелочных трахитов. Им подчинены лавы эпилейцитовых трахитов, трахитов, андезито-трахитов, шошонитов.

Отложения трахитовой пачки развиты локально в северной части района, где они выполняют ядерную часть грабен-синклинали. Мощность пачки 150—250 м. Пачка сложена преимущественно кластическими отложениями — туфами, туфопесчаниками, агломератовыми туфами, туфоагломератами. Им подчинены туфолавы и лавобрекчии трахитов, агломератовые лавы андезито-трахитов.

Среди покровных щелочных эффузивов широко распространены образования фации трещинных субвулканических интрузий, к которым в возрастной последовательности (снизу вверх) относятся: 1) плагиотрахиты и эпилейцитовые трахиты; 2) щелочные сиенит-порфиры, ортофиры; 3) меланократовые щелочные сиениты; 4) бостониты и их эруптивные брекчии. В большинстве случаев субвулканисты контролируются разломами меридионального и субмеридионального простирания. Протяженность интрузий колеблется от 50 до 600 м.

Дайковая фация щелочных пород Бадама представлена трахиандезитами, трахидацитами, камптонитами, сиенит-порфирами, сиенит-аплитами, диоритовыми порфиритами, керсантитами. Дайки в основном имеют субширотное простирание.

Из сказанного следует, что щелочные эффузивы рек Бадам и Даубаба имеют аналогичные особенности внутреннего строения и одинаковые геологические условия залегания. При сравнении их разрезов четко устанавливается увеличение щелочности одновременно с увеличением основности пород. Отмечается, что щелочные эффузивы р. Бадам являются как бы промежуточным звеном между щелочными эффузивами Машата и кислыми эффузивами шурабсайской свиты южнее исследуемого района.

Субвулканические породы Ирисуйского массива

Интрузивные породы этого комплекса в достаточной степени и неоднократно описаны в литературе (Николаев, 1935; Вендланд, 1937; Орлова, 1960; Молчанова, 1957—1966; Абдрахманов, 1965), поэтому характеристика их здесь не приводится.

Субвулканические фации комплекса, за исключением тех пород, которые выявлены на площади Ирисуйского массива, также довольно подробно описаны названными выше авторами. Мы коротко остановимся лишь на петрографии пород субвулканической фации Ирисуйского массива, сложенного щелочными базальтоидами и фергусит-порфирами.

Лейцитовые базальты, лейцититы и лейцитовые тефриты. Мегаскопически эти породы ничем не отличаются от лейцитовых базальтоидов уникального Есильского вулканоплутона, с одной стороны, и от аналогичных вулканитов Машатской впадины — с другой (рис. 28). Обращает на себя внимание их резкопорфировая структура — от 10 до 40% объема породы составляют вкрапленники пироксена, овидов лейцита и тонкозернистой афанитовой основной массы. Лейцитовые вкрапленники заметно выделяются на темно-сером, почти черном основном фоне своей светлой окраской. Под микроскопом щелочные базальтоиды обнаруживают порфировую структуру с микролитовой ($< 0,5$ мм) и хорошо раскристаллизованной основной массой. В них нередко наблюдается опацификация фемических минералов и сферолитовое строение. Лейцитовые вкрапленники целиком замещены цеолитами, анальцитом, либнеритом, эпидотом, кальцитом, рудными и глинистыми минералами. Размеры вкрапленников пироксена, рудного минерала, иногда составляющие до 20—30% объема породы, а также псевдолейцита колеблются от 0,3 до 0,6—1,0 мм, а размеры вкрапленников основной массы составляют меньше 0,1 мм.

Основная масса в количественном выражении резко преобладает над фенокристами. Среди вкрапленников господствуют пироксендиопсид-авгит и реже эгирин-авгит с переходами от собственно вкрапленников (0,5—0,6 мм) до микролитов и неправильных зерен основной массы (0,05—0,2 мм). Выделения пироксена представлены удлиненными кристаллами, по краям замещенными хлоритом и актинолитовой роговой обманкой, реже зеленым биотитом. Ранний биотит (темно-коричневый лепидомелан) часто сам замещается пироксеном (эгирин) и рудным веществом. Пироксен имеет слабо-зеленоватый и серовато-зеленоватый цвет, зональное строение. Оптические измерения пироксенов показывают следующее: $c: Ng = 38—48^\circ$; $2V = 60—65^\circ$; $Ng - Np = 0,020—0,030$; $Ng = 1,702—1,705$; $Nm = 1,690—1,693$; $Np = 1,675—1,682$; отдельные кристаллы пироксена имеют ясную опацитовую кайму.

В щелочных базальтоидах нередко отмечаются мелкие округлые выделения — микровкрапленники (рис. 28, а), в отдельных случаях с полигональными очертаниями, по строению и составу отвечающие псевдолейциту. Псевдолейцит состоит из цеолитов, калишпата, нефелина, либнерита, анальцита, реже пелитового материала. Полигональная морфология светлых овидов псевдо- и эпидейцита иногда подчеркивается развитием мелких чешуек зеленого биотита по краям овидов. Калишпат образует неправильные ксеноморфные зерна, ча-

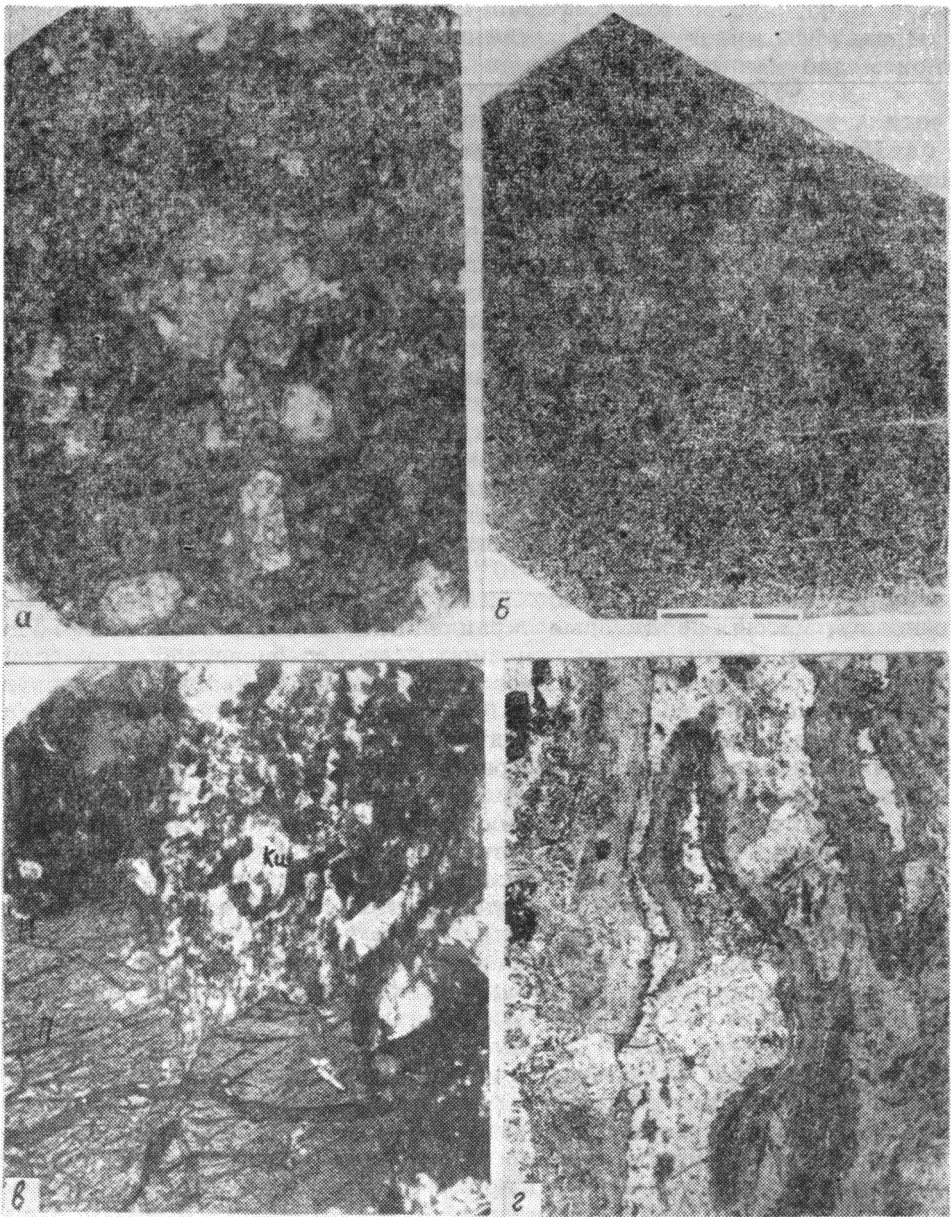


Рис. 28. Щелочные породы аксу-бадамского комплекса. *а* — лейцитовый базальт, ув. 10, без анализатора, массив Ирису; *б, в* — меланократовый фонолит-порфир: *б* — в образце, *в* — в шлифе (П — пироксен, Н — нефелин, Кш — калишпат), ув. 28, с анализатором, массив Ирису; *г* — лавобрекция трахиандезитового порфира, ув. 10, без анализатора, массив Бадам.

сто цементирующие фермическую основную массу. Акцессорные минералы — сфен, рудный и апатит.

Фергусит-порфириды (лейцитовые лимбургиты) и меланократовые фонолит-порфиры (псевдолейцитовые порфиры). В эти две группы нами объединены довольно разнообразные по составу и текстурным особенностям породы, занимающие промежуточное положение между щелочными базальто-

идами и пироксенитами, с одной стороны, и нефелиновыми и псевдолейцитовыми сиенитами, а также псевдо- и эпилейцитовыми порфирами — с другой.

Ранее эти породы многими авторами объединялись в одну группу под названием «шонкиниты» (Николаев, 1928; Вендланд, 1937; Молчанова, 1966 и др.), другими — в группу псевдолейцитовых пород интрузивной фации (Абдрахманов, 1965). К. Абдрахманов к группе псевдолейцитовых пород отнес и фергуситы, шонкиниты, меланократовые и мезократовые сиениты, указав, что они перемежаются между собой. Фергуситы, по его данным, залегают среди порфиroidных шонкинитов. Он пишет: «Интрузивные тела, сложенные псевдолейцитовыми породами, состоят из отдельных полос, линз и шлиров шонкинитов, фергуситов, сиенитов, меньше пироксенитов, имеющих субширотное простираание в интрузиях Ирису и субмеридиональное — в Каинды (Абдрахманов, 1965, стр. 23).

Т. В. Молчанова (1966) среди «шонкинитов» выделяет меланократовые, полосчатые, равномерно-зернистые и порфиroidные разновидности, правильно указывая на то, что они в основном состоят из мелкозернистых и порфиroidных разновидностей и отличаются между собой лишь колебаниями в содержании тех или иных порообразующих минералов.

Мегаскопически главные типы пород этой группы характеризуются резкопорфиroidной структурой с мелко- и тонкозернистой микролитовой основной массой. По-видимому, первоначально основная масса породы имела гипокристаллическую структуру, затем раскристаллизованную под влиянием последующих интрузий — лейцитовых и нефелиновых сиенитов. Текстуры породы в целом эвтакситовые, реже атакситовые. Иногда отмечается и шаровая такситовая текстура. Такситовая текстура этой породы обусловлена тем, что различные полосы и участки ее имеют разные структурно-текстурные особенности и минералогический состав. Так, например, в одном образце можно наблюдать все переходы — от темных лейцитовых пироксенитов через лейцитовые лимбургиты и меланократовые фонолитовые порфиры до нормальных лейцитовых трахито-фонолитов лейкократового облика.

Фергусит- и фонолит-порфиры содержат помимо перемежающихся разнородных полос многочисленные ксенолиты различных пород и, что особенно интересно, ксенолиты лейцитовых базальтов и тефритов, а также пироксенитов и лейцититов и других глубоко метаморфизованных пород. Присутствие меланократовых ксенолитов в «шонкинитах» отмечали М. П. Орлова (1960), Т. В. Молчанова (1966), а шлировые включения темных пород — К. А. Абдрахманов (1965) и другие исследователи. В частности, Т. В. Молчанова указывает, что «от меланократовых ксенолитов через промежуточные разновидности происходит переход к среднезернистым, равномерно-зернистым мезократовым породам, которые обычно цементируют обломки или иногда имеют характер неправильных прожилков. По мере уменьшения количества ксенолитов породы приобретают более равномерно-зернистое среднезернистое сложение и мезократовый состав (стр. 70)».

Под микроскопом породы также имеют резко порфиroidную структуру с мелкозернистой раскристаллизованной основной массой. Текстура такситовая. Вкрапленники представлены полигональными овоидами псевдолейцита (0,4—1,5 см в диаметре) и ойкокристаллами калишпата (0,5—1 см), реже пироксена (0,4—0,7 см). Примечательно, что периферические части порфиroidных выделений сложены тончайшими симплектитовыми сростаниями калишпата и нефелина,

размеры которых постепенно увеличиваются к центру, приобретая более грубый пегматоидный облик.

Выделения «псевдолейцита» с прорастаниями ортоклаза и нефелина интенсивно замещены вторичными продуктами — либнеритом, цеолитом, канкринитом, кальцитом и каолинитом и очень часто не сохраняют своей первичной структуры.

Фергусит-порфиры Ирисуйского субвулкана почти идентичны меланократовым фергуситам интрузива Каинды (Николаев, 1935), но отличаются от них менее четкими ограничениями «псевдолейцитов» и большей раскристаллизованностью основной массы породы.

Количественно-минералогический состав фергусит-порфиритов таков (%): калишпат — 20—70 (40,0), пироксен — 15—65 (36), псевдолейцит — 5—50 (25), плагиоклаз — 0—15 (5,0), биотит — 1—10 (3,0), рудные и акцессории — 1—10 (5,0). Калишпат ксеноморфный, слегка пелитизированный, пятнистый, с одновременным угасанием. Ойкокрсталлы калишпата содержат пойкилитовые вросстки пироксена, биотита и даже псевдолейцита, нередко с полигональным очертанием. Пироксен фергусит-порфиритов по оптическим свойствам отвечает диопсид-авгиту и реже эгирин-авгиту. Плагиоклаз очень часто интенсивно сосюртитизирован, состав неизмененного плагиоклаза варьирует от андезита (№ 30) до лабрадора (№ 50).

Фонолит-порфиры меланократовые. Фергусит-порфиры постепенно переходят в меланократовые, затем мезократовые фонолит-порфиры (фергусит-порфиры). Для них характерна более тонко- и мелкозернистая основная масса и меньшее (5—15% объема породы) содержание вкрапленников псевдолейцита и особенно пироксена (1—5%). Основная мелкозернистая масса резко преобладает над вкрапленниками (рис. 28, б, в). Среди вкрапленников господствующее положение занимает псевдолейцит полигональных, реже неправильных очертаний. Псевдолейцит состоит из либнерита, цеолитов, биотита, калишпата, анальцима и нефелина. Полигональность псевдолейцитовых овоидов иногда подчеркивается наличием мелких чешуек зеленого биотита (мероксена) вокруг вкрапленников.

Количественно-минералогический состав породы (об. %): калишпат — 40—60 (50), псевдолейцит во вкрапленниках и в основной массе — 10—30 (20), нефелин — 0—10 (5—6), фемические минералы (пироксен + биотит) — 10—25 (17), рудные и акцессории — 1—2 (1,5). Свойства и характер породообразующих минералов фергусит-порфиритов полностью тождественны свойствам и характеру описанных выше типов пород.

Генезис фергусит-порфиритов и порфиритов (бывших шонкинитовых и псевдолейцитовых пород) до сих пор однозначно не решен. Часть исследователей (Вендланд, 1937; Орлова, 1959, 1961; Абдрахманов, 1965) считают эти породы первично-магматическими — плутоническими, производными щелочно-основной магмы. В. А. Николаев (1928, 1935) и Т. В. Молчанова (1966) рассматривают эти образования как интрузивные, связывая их с гранитной магмой. Они считают, что становление щелочных интрузий массива происходило путем магматического замещения карбонатных пород при взаимодействии их с гранитной магмой. По нашим данным, эти породы являются субвулканическими (или, вернее, субинтрузивными) образованиями. В этом отношении представляет интерес степень окисления железа, оказывающая влияние на дальнейший процесс становления породы. Если железо двухвалентное и образуется биотит-лепидомелан (что происходит во многих плутонических породах), то калий и натрий концентрируются в фемических минералах: первый в основном в слюде, а второй в ам-

фиболе, в результате возникают ассоциации альбит — микроклин — нефелин или даже альбит — нефелин. Если железо преимущественно трехвалентное, как в нашем случае, то стабильными оказываются только пироксен и амфибол, что характерно для многих вулканических и субвулканических пород.

Что касается генезиса шонкинитовых пород, то они сами по себе относятся к породам гибридного происхождения — чаще всего они располагаются в областях эндоконтакта нефелин-сиенитовых плутонов (Есиль, Ирису, Каинды и др.), хотя иногда и встречаются их жильные аналоги (Куплетский, 1937; Андреев, 1965; Жидков, 1965). В нашем случае псевдолейцитовые шонкиниты, вероятно, возникли при переработке щелочных базальтоидов (эффузивных и субвулканических) фергусит- и фонолит-порфирами.

Эффузивно-интрузивные породы бассейна р. Бадам

Лавы и лавобрекчи трахиандезитовых, трахидацитовых и трахилипаритовых порфиров. Эти породы широко распространены в составе нижней трахиандезитовой пачки бадамской толщи. Макроскопически они представляют собой плотные порфиновые породы светло-сиреневого, розовато-сиреневого, серовато-лилового, сиренево-бурого цвета, состоящие из вкрапленников розового полевого шпата и микрофельзитовой основной массы. Вкрапленники полевого шпата составляют около 10% объема породы. Иногда в породе наблюдаются небольшие вытянутые линзообразные участки более раскристаллизованной основной массы, а также встречаются скопления кристаллического кальцита и редкие обломки розовых пород полевошпатового состава. Порода трахитоидная и флюидальная. По плоскостям флюидалности развиты карбонат-полевошпатовые прожилки. Под микроскопом устанавливается порфировая структура пород. Вкрапленники сложены плагиоклазом, пелитизированным и пертитизированным калишпатом размером до 1,5 мм. Почти всегда калишпат обрастает каймой серицитизированного альбита (рис. 28, г; 29, а, б).

Плагиоклаз представлен призматическими кристаллами с разными границами и неровными рваными краями размером 0,3—1,5 мм. Он интенсивно замещается соссюритом и карбонатом в ядерных, серицитом и эпидотом — в периферийных участках. В отдельных слабо замещенных зернах плагиоклаз соответствует андезину № 40—45. В плагиоклазе наблюдаются включения игольчатого апатита, изредка его зерна обрастают калишпатом. Псевдоморфозы по темноцветному минералу имеют короткопризматическую форму или очертания поперечных разрезов пироксена. Выполнены они гематитом с примесью лимонита, а также в резко подчиненном количестве кальцитом, хлоритом. Тут же присутствует апатит. Размер вкрапленников 0,3—2 мм. Калишпат состоит из редких призматических зерен размером 0,2—1 мм. Пелитизирован и пертитизирован. Биотит присутствует в незначительном количестве в сильно опацизированных пластинках размером 0,4—0,6 мм. Обычно замещается хлоритом и мусковитом.

Основная масса пилотакситовая, очень редко микролитовая. В первом случае она состоит из светло-коричневого стекла с микролитами альбита, альбит-олигоклаза, замещенного пироксена. В отдельных участках стекло раскристаллизованное и замещается тонким агрегатом кварца и калишпата. Во втором случае основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, замещенного пироксена, хлоритизированного биотита, калишпата. Породы почти всегда сильно карбо-

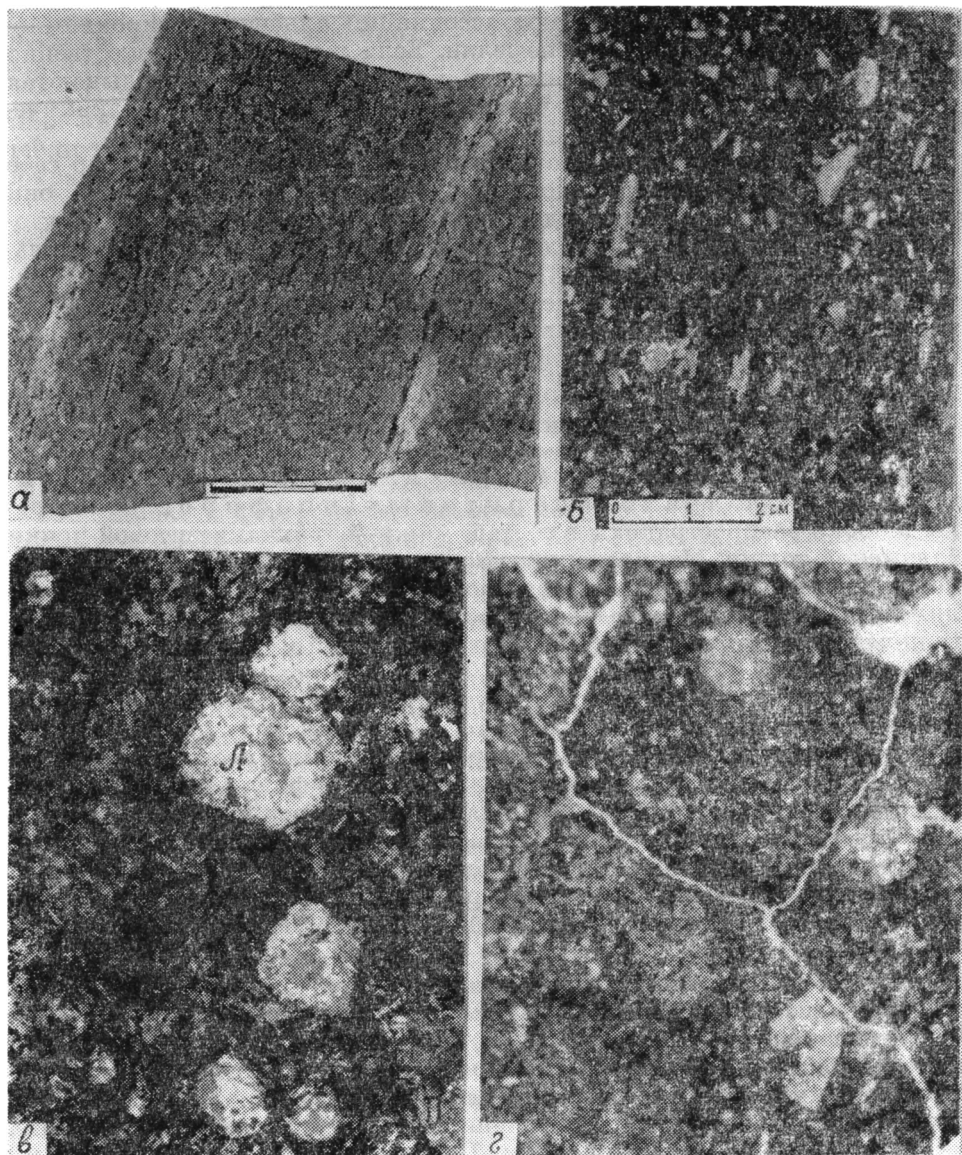


Рис. 29. Щелочные магматиты Бадамского массива. а, б — туфолавы трахидацитового порфира, обр. 1444, 1532; в — лейцитовый шохонитовый порфир (Л — псевдоморфозы по лейциту, Пл — серицитизированный плагиоклаз), шл. 1042, ув. 28, с анализатором; г — туф лейцитового шохонитового порфира, шл. 1090, ув. 10, без анализатора.

натизированы. Карбонат (кальцит) развивается в виде неправильных пятен и прожилков.

Эпилейцитовые андезит-трахиты встречаются отдельными линзами среди пород трахиандезитовой пачки. Макроскопически это весьма плотные светло-серые породы с 10—12% вкрапленников, представленных плагиоклазом, калишпатом, авгитом, эгирин-авгитом, биотитом и эпилейцитом. Эпилейцитовые псевдоморфозы заполнены анальцимом. Основная масса микрогранобластовая. Состоит

из кварц-полевошпатового мезостазиса с зернами пироксена и рудного. Минералы аналогичны описанным выше.

Эпилейцитовые трахиты образуют отдельные горизонты мощностью 2—20 м среди пород трахиандезитовой пачки. В эпилейцитовой пачке пород они слагают покровы мощностью до 100—120 м. Макроскопически эпилейцитовые трахиты серого цвета, мелкопорфирового строения с тонкозернистой основной массой. Под микроскопом устанавливается резко выраженная порфирировая структура. Порфирировые выделения составляют 10—20% объема породы и представлены плагиоклазом, калишпатом, эпилейцитом и редко пироксеном. Основная масса — стекло с признаками раскристаллизации до микроофитовой или микропризматической структуры. Минералы аналогичны описанным в шошонитовых порфирах.

Лейцитовые шошонитовые порфиры образуют редкие покровы мощностью 10—35 м среди латитовых, эпилейцитовых и трахиандезитовых порфиров. Макроскопически они отличаются коричневым, коричневато-сиреневым, зеленоватым оттенками при сером цвете породы. Количество вкрапленников колеблется от 6—7 до 60%. Представлены они белым полевым шпатом, реже — пироксеном и совсем редко — округлыми псевдоморфозами по лейциту. Размер вкрапленников до 2 см.

Под микроскопом породы обладают резко выраженной порфирировой структурой. Вкрапленники состоят из плагиоклаза, пироксена, псевдоморфоз по лейциту (рис. 29, в). Плагиоклаз образует призматические зерна с широкими двойниками с размером по длине 0,4—1 см и по ширине до 3 мм. Минерал свежий, хотя в центре зерен вокруг трещин наблюдаются агрегаты сосюрита, а в краевых зонах иногда серицит. Плагиоклаз соответствует андезину № 38—40. Редко вокруг плагиоклаза развиваются каемки калишпата. Пироксен встречается в правильных призматических зернах и шестиугольных выделениях, слабо оплавленных, размером от 0,3 до 1,5 мм. Цвет минерала светло-зеленый. По оптическим константам ($c: Ng=38-40^\circ$, $2V=58-60^\circ$) минерал определяется как диопсид-авгит. Пироксен везде сохранился только в реликтах. В большинстве случаев он замещен агрегатом рудного, кальцита, бурой слюды и эпидота. Псевдоморфозы по лейциту образуют полигональные округлые выделения размером 0,1—0,3 мм, выполненные агрегатом калишпата, либнерита, альбита. Процентные соотношения минералов различны. Зачастую в составе псевдоморфоз отмечается рудная пыль. Псевдоморфозы по лейциту составляют около 5% вкрапленников.

Основная масса пилотакситовая. В ее составе устанавливаются микролиты олигоклаз-андезина, пироксена, замещаемого эпидотом и кальцитом, отдельные серпентиновые псевдоморфозы по оливину, округлые псевдоморфозы по лейциту. Более идиоморфные минералы сцементированы пылеобразным рудным и ксеноморфным калишпатом. Из аксессуарных встречен апатит. В породе отмечаются альбитовые и кальцитовые прожилки. Количественно-минералогический состав породы (%): плагиоклаз — 35, пироксен — 22, псевдоморфозы по оливину — 3, псевдоморфозы по лейциту — 5—10, калишпат — 25—30, рудный — 5.

Трахитовые порфиры преобладают среди лавовых образований в составе трахитовой пачки и слагают отдельные выдержанные покровы в трахиандезитовой и эпилейцитовой пачках. Мощность от 2 до 20 м в нижних пачках и 60—140 м — в трахитовой пачке.

По внешнему виду среди трахитов различаются крупно-, средне-, мелко- и микропорфирировые разности серого, светло-серого и сиренева-

то-серого цвета. Порфиновые выделения сложены полевым шпатом, реже отдельными зернами темноцветного минерала, погруженными в плотную основную массу. Кровля трахитовых покровов почти всегда сопровождается брекчированными лавами, а в подошве иногда развита шаровая отдельность.

Микроскопически трахитовые порфиры — типично лавовые породы с резко выраженной порфировидной структурой. Вкрапленники, составляющие 10—15% объема породы, представлены в основном калишпатом (ортоклаз), реже олигоклаз-андезином, биотитом. Спорадически встречается пироксен (эгирин-авгит). Основная масса пилотакситовая или полураскристаллизованная, состоящая из стекла с тонкими лейстами калишпата. Реже встречается основная масса микротрахитовой структуры, существенно калишпатовая (калишпат 90%). Минералы обычные, аналогичные описанным в субвулканических щелочных трахитах.

Туфолавы и туфобрекчии эпилейцит-трахитовых и трахитовых порфиров распространены относительно широко. Туфолавы и туфобрекчии эпилейцит-трахитовых порфиров характерны для периклинального замыкания Бадамской синклинали, где они слагают отдельные покровы среди туфов. К югу они фациально замещаются лавами. Туфолавы и туфобрекчии трахитов слагают выдержанные горизонты на севере района. Мощность их 30—140 м.

По внешнему виду они отличаются своей резко выраженной флюидалностью или трахитоидностью и светло-серой и сиреневой окраской породы. Для трахитовых разностей характерна плитчатая отдельность. Вкрапленники состоят из полевых шпатов, зачастую корродированных, а обломочный материал — из кристаллов полевых шпатов, эпилейцита, эпилейцитовых, трахитовых и реже трахиандезитовых порфиров размером до 3 см.

Под микроскопом туфолавы и туфобрекчии обладают литокристаллокластической структурой. Вкрапленники представлены пелитизированными и альбитизированными зернами калишпата, серицитизированного плагиоклаза, редкими листочками биотита с опацитовой каймой. Зачастую оплавлены. Основная масса имеет в основном флуктуационную структуру. Флюидалность выражена обычно в виде прерывистых полос, устанавливаемых благодаря чередованию темно-бурых и светлых, несколько лучше раскристаллизованных полос стекловатой массы. Флюидалные полосы всегда огибают вкрапленники.

Пирокластиты — это вулканокластические породы, широко распространенные среди собственно эффузивных пород (лав) и обладающие разнообразным составом. В стратиграфическом разрезе бадамской толщи пирокластиты встречаются в различных горизонтах, причем среди эпилейцитовых и трахитовых разностей они резко преобладают над лавами. По составу обломочного материала выделяются туфы трахиандезитовые, эпилейцит-трахитовые (рис. 29, г) и трахитовые, по размеру обломков — мелко-, средне-, крупно- и грубообломочные. Все разновидности туфов залегают в виде протяженных пластов мощностью от 20 до 220 м либо (реже) в виде линзовидных тел. Встречаются отдельные маломощные пласты и линзы агломератовых туфов и туфоконгломератов.

Макроскопически туфы имеют коричневый, коричневатосиреневый или серый цвет. Пирокластический материал представлен остроугольными или слегка округлыми обломками размером до 10 см, сцементированными плотной эффузивной массой. Мелкообломочные туфы плотные, напоминающие песчаники.

Под микроскопом видны обломки лав соответствующего состава, андезитовых порфиритов, туфолав, кристаллов измененного плагиоклаза, калишпата, пироксена, биотита, эпилейцита. Цемент пепловый с тонкими редкими иголочками серицита и зернышками рудного в туфолавах трахиандезитов; состоит из мелкообломочного материала того же состава с примесью пепловых частиц, а иногда вулканического стекла в туфах трахитов и эпилейцитовых трахитов. По соотношению обломочного материала туфы подразделяются на литокластические (грубо- и среднеобломочные) и кристаллокластические (мелкообломочные). Характерна карбонатизация пород.

Субвулканические интрузии

Эпилейцитовые трахиты слагают небольшие дайкообразные, реже штокообразные тела в северной части Бадамской синклинали (рис. 27). Макроскопически представляют собой светло-серые плотные породы с 10% вкрапленников полевого шпата и биотита. Микроскопически устанавливается резко выраженная порфиридная структура. Вкрапленники — олигоклаз-андезин, реже анортклаз, ортоклаз, пироксен и биотит. Количество пироксена и биотита варьирует от 0 до 5%. Основная масса микролитовая. В состав ее входят микролиты плагиоклаза (олигоклаз-андезина), меньше калишпата. Спорадически присутствуют пироксен и биотит. Эпилейцитовые трахиты субвулканической фации по составу аналогичны эффузивным эпилейцитовым трахитам, отличаясь от них только более крупными вкрапленниками и микролитовой трахитоидной основной массой.

Щелочные сиенит-порфиры, ортофиры. Сиенит-порфиры слагают трещинные интрузии субмеридионального простирания протяженностью до 1,5 км и мощностью до 150—200 м. Эти тела косо под острым углом пересекают покровные отложения пачек бадамской ассоциации щелочных пород и в свою очередь прорываются интрузиями бостонитов. Макроскопически это массивные породы сиреневого, серо-сиреневого, сиреневато-коричневого цвета с порфиристыми выделениями розового полевого шпата и пироксена (рис. 30, а, б). Размер вкрапленников от 1 мм до 4—5 см в длину и до 1 см в ширину. Вкрапленники составляют 25—30% объема породы.

Микроскопически породы обладают порфиристой структурой. Главными минералами вкрапленников являются калишпат, плагиоклаз, пироксен, редко биотит. Плагиоклаз встречается в виде таблитчатых, призматических листовидных зерен размером от 0,4 мм до 5 см. Ограничения плагиоклазов редкие, концы граней неровные. Отмечаются сростания плагиоклазов по несколько зерен. Характерно полисинтетическое двойникование. Часто минерал разложенный, мутный, замещается серицитом, обрастает каймой калиевого полевого шпата. По составу определяется как андезин № 46, 47.

Калиевый полевой шпат образует призматические и таблитчатые кристаллы размером 4—8 мм (в шлифе). Ограничения его неровные, он как бы нарастает на основную массу, иногда захватывая ее в виде пойкилитовых вростков. В центре индивидов калишпата почти всегда наблюдаются включения серицитизированного плагиоклаза в виде одного, реже нескольких зерен. Калишпат то свежий с пелитизацией только по трещинам, то пелитизированный и пергитизированный. Зачастую замещается карбонатом, реже альбитом. Характерны простые двойники.

Пироксен встречается в виде короткопризматических зерен, реже в виде выделений округло-овальной формы. Края зерен всегда немно-

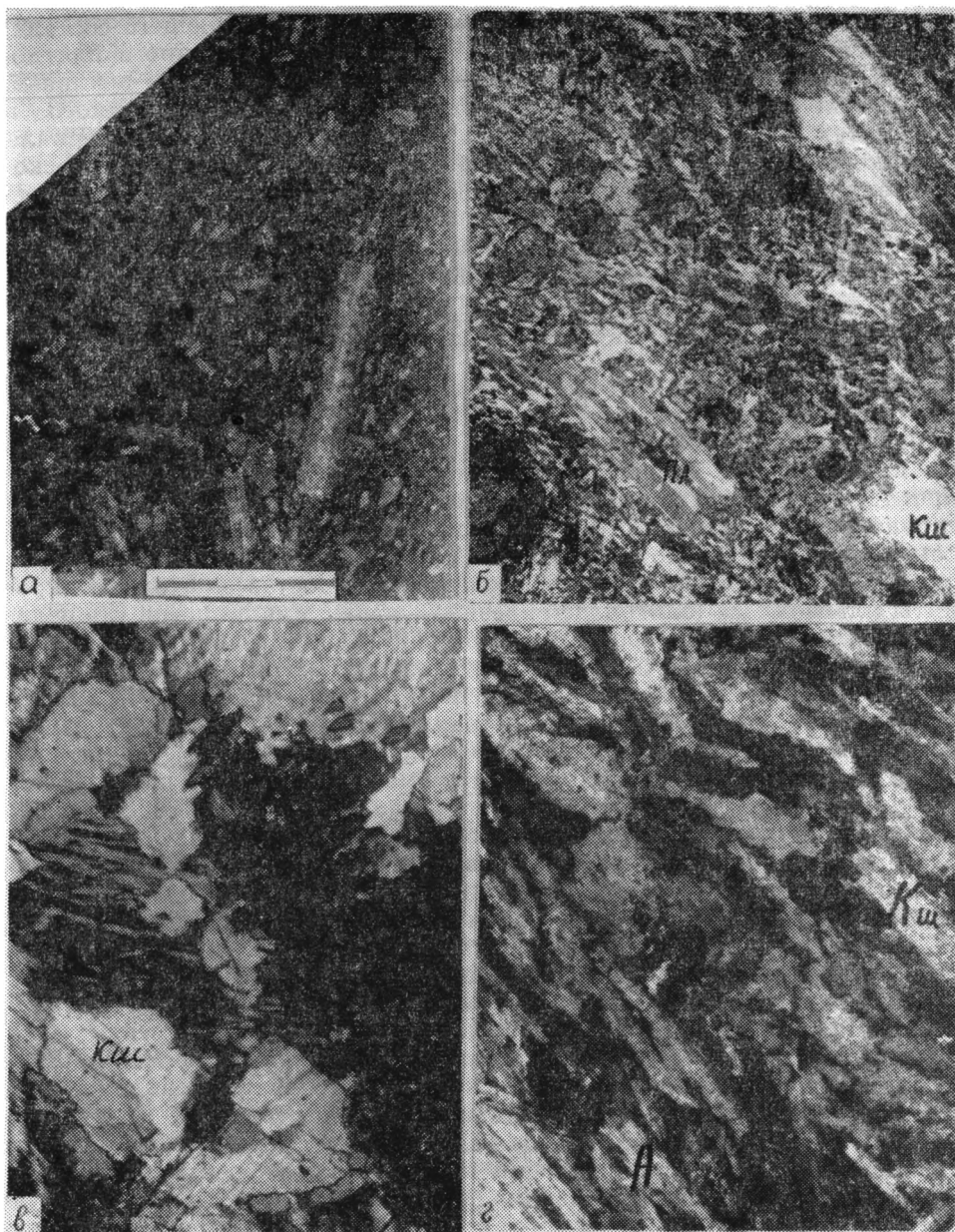


Рис. 30. Щелочной сиенит-порфир. *а* — вид в образце, *б* — вид в шлифе (Пл — плагиоклаз, Кш — калишпат), ув. 10, с анализатором, массив Бадам; *в* — щелочной сиенит (Кш — калишпат), ув. 32, с анализатором, массив Карсакпай; *г* — трахитоидный щелочной сиенит (Кш — калишпат, А — альбит, Г — гастингсит), ув. 35, с анализатором, массив Каратал.

го оплавлены. Размер вкрапленников 0,5—3 мм. Минерал бутылочно-зеленый с ясно выраженной спайностью. По трещинам развивается зеленовато-бурый биотит. Оптические константы пироксена: $c: Ng = 50-54^\circ$, $2V = 52-61^\circ$. Следовательно, пироксен определяется как авгит и диопсид-авгит. В некоторых шлифах он нацело замещен смесью хлорита, зеленого биотита, рудного и кальцита и сохраняется

только в реликтах. В пироксенах всегда присутствуют включения апатита.

Биотит встречается в виде небольших (0,2—0,8 мм) неправильной формы табличек и листочков, всегда хлоритизированных или замещаемых по краю рудным веществом, образующим вокруг биотита опацитовые каемки разной ширины.

Основная масса микролитовая. Состоит из вытянутых микролитов андезина № 25—30, калишпата, пироксена, апатита, рудного. Границы микролитов плагиоклаза извилистые и неправильные. Плагиоклаз в значительной степени серицитизирован. Пироксен образует правильные короткопризматические зернышки. Ксеноморфные зерна калишпата и изометричные зернышки рудного выполняют промежутки между плагиоклазом и пироксеном. Количество плагиоклаза и калишпата в процентном отношении в основной массе широко варьирует с преобладанием то того, то другого. Отмечается постепенный переход между вкрапленниками и выделениями плагиоклаза основной массы как по составу, так и по размерам, что свидетельствует о непрерывном ходе процесса кристаллизации. Во многих шлифах наблюдается карбонатизация породы. Карбонат развивается как по трещинам в породе, так и в форме неправильных пятен.

Меланократовые щелочные сиенит-порфиры — наиболее широко распространенные породы среди субвулканических интрузий Бадама. Они прослеживаются преимущественно на контакте трахиандезитовой и эпилейцитовой пачек Бадамской ассоциации, иногда выходя на контакт с кызыл-булакской толщей. Эти породы в основном слагают субмеридиональные трещинные интрузии протяженностью до 1,3 км и мощностью до 300 м. Реже они отмечаются в виде штокообразных тел типа некков, сопровождающихся в эндоконтакте брекчированными лавами.

Макроскопически это коричневые породы с резко выраженным порфировым строением, обусловленным наличием вкрапленников розового полевого шпата, пироксена, замещаемого гидроокислами железа с примесью слюд и хлорита, биотита, погруженных в основную мелкокристаллическую, зачастую трахитоидную массу. Размер вкрапленников 1—5 мм.

Микроскопически породы обладают порфировой структурой. Вкрапленники представлены плагиоклазом (олигоклаз-андезин), калишпатом (ортоклаз с каемками альбита), эгирин-авгитом и биотитом. Основная масса микролитовая, иногда трахитоидная. Состоит из плагиоклаза, калишпата, пироксена, хлоритизированного биотита, рудного, апатита. Характерна карбонатизация породы. Количественно-минералогический состав породы (%): калишпат 14—40, плагиоклаз — 39—64, эгирин-авгит — 11—19, биотит — 1—9, рудный — 3—4, реже 8.

Бостониты — самые поздние субинтрузии, прорывающие щелочные сиенит-порфиры и меланократовые щелочные сиениты. Главное тело расположено в северной части Бадамской синклинали. Размер его до 0,6 км в длину при мощности до 150 м. Кроме того, встречаются более мелкие тела бостонитов. Макроскопически бостониты — коричневые, серовато-коричневые мелкокристаллические порфировидные породы. Вкрапленники представлены в основном розовым полевым шпатом. Спорадически встречаются биотит и пироксен. В эндоконтакте тел бостонитов зачастую прослеживаются брекчиевые лавы. Микроскопически породы имеют порфировидное строение с бостонитовой структурой основной массы. Вкрапленники состоят из призматических кристаллов калишпата, зачастую замещенного аль-

битом (размер зерен до 1—4 мм), редко эгирин-авгитом и хлоритизированным биотитом. Основная масса на 90% сложена калишпатом, остальное представляют плагиоклаз, биотит, пироксен, рудный, апатит.

ШАНШАРСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Щелочные существенно калиевые породы эффузивно-интрузивного комплекса в Сакмарской тектонической зоне Мугоджар выделяются впервые. К этому комплексу относятся сложный Косистекский эссексито-сиенитовый массив и щелочные базальтоиды Шаншарской, Айтпайской и Торангульской синклиналей. Формированием щелочных вулканоплутонических пород завершается магматическая деятельность каледонского тектоно-магматического цикла Сакмарской зоны Мугоджар. Возраст комплекса датируется примерно как средний девон (живет — эйфель).

В некоторых пунктах Мугоджар и Тургая были известны лишь плутониты субщелочного (сиениты, граносиениты, аляскиты, сиенодиориты, эссекситы, монцониты) и щелочного состава (щелочные и нефелиновые сиениты), а их вулканические и субвулканические эквиваленты нередко ошибочно относились к группе известково-щелочных эффузивов (липарито-дациты, андезиты и базальты). Это районы распространения щелочных формаций — Орь-Илекское, Мугоджарское и Тобольское поднятия и Тургайский прогиб, где породы представлены от щелочных ультраосновных и основных до трахито-сиенитовых и фонолито-нефелин-сиенитовых. При этом следует учесть, что магматизм Западного Казахстана, обладая некоторыми своеобразными петрохимическими особенностями, в целом аналогичен магматизму Среднего и Южного Урала. Это положение подтверждается и тем, что те же структурно-формационные зоны Среднего и Южного Урала почти повсеместно прослеживаются на территории Западного Казахстана. Фактически мы на южном продолжении Урала встречаем почти те же магматические комплексы палеозоя, включая и щелочные породы, что и на Южном и даже Среднем Урале. В частности, на западном склоне Орь-Илекского поднятия, являющегося южным продолжением Уралтауского антиклинория, отмечены выходы щелочных вулканических и плутонических пород, названных нами шаншарским эффузивно-интрузивным комплексом.

Вулканическая фация комплекса представлена от трахибазальтов через трахиандезиты до щелочных трахитов (возможно, и фонолитов) и трахилипаритов. Причем по простираанию щелочные базальтоиды постепенно замещаются нормальными известково-щелочными вулканитами андезито-базальтового и базальтового составов. Поэтому, очевидно, во многих пунктах развития вулкаников Казахстанского Урала щелочные разности их до сих пор не выделялись из ряда нормальных эффузивов.

Плутоническую фацию составляют породы от авгититов (лимбургитов), эссекситов и кенталленитов через монцониты до щелочных и нефелиновых сиенитов. Отмечается и наличие субвулканических фаций, по составу аналогичных описанным выше. Возраст шаншарского комплекса — нижний и средний девон (вулканики относятся к шаншарской и мильяшинской свитам; D_{1+2}). В целом этот магматический комплекс входит в состав трахибазальтовой формации.

Структурно шаншарский комплекс приурочен к глубинному разлому меридионального направления, который отделяет Косистек-Ак-

суйский мегасинклиний от Кемпирсайского антиклинория, т. е. к южной окраине Сакмарской зоны Урала.

К шаншарскому щелочному комплексу прежде всего относятся Косистекский (Нурлыбаев, 1969), Удетинский, Велиховский, Шаншарский и другие вулканоплутоны, а также щелочные породы (эффузивы, интрузивы) среди силур-девонских магматитов на всей площади Казахстана Урала, не выявленные и не выделенные до сих пор из огромной массы нормальных изверженных пород. О наличии их свидетельствует широкое развитие альбитофировой (кератофировой) толщи нижнего и среднего девона, с одной стороны, дайковых и жерловых образований пикрито-диабазов, эсекситовых порфиритов, монцитовых порфиров, сиенит-порфиров и эпилейцитовых (?) порфиров — с другой. Кроме того, по химическим анализам среди вулкаников андезит-базальтовой и базальтовой формаций силур-девона часто отмечаются разновидности пород с повышенным содержанием суммы щелочей (7,5—10%), что явно подтверждает наше допущение о присутствии среди эффузивов нормальной известково-щелочной серии типичных щелочных фаций.

С вулканиками нижнего и среднего девона (милышинская и карамалыташская свиты) Западного Казахстана пространственно связаны промышленные месторождения медноколчеданных руд. Среди трахибазальтовых и щелочно-ультраосновных комплексов (авгититы, лимбургиты, пикриты) вполне возможно присутствие и кимберлитов — главных источников алмаза. Наконец, со щелочными интрузиями ассоциируют месторождения нефелиновых руд, апатита, вермикулита, полевых шпатов и других полезных ископаемых.

Щелочные вулканики комплекса в общих чертах описаны в работах А. А. Абдулина (1971) и В. Г. Кориневского (1971). Ниже в качестве примера плутонической фации нами приводится краткая геолого-петрографическая характеристика Косистекского массива.

КОСИСТЕКСКИЙ МАССИВ

Косистекский сиенитовый массив занимает площадь около 60 км^2 ($11 \times 5 \text{ км}$). Одна треть его слегка обнажена, а остальная часть закрыта рыхлыми делювиально-элювиальными и аллювиальными отложениями мезозоя и кайнозоя. Плутон расположен в междуречье рек Дамбар и Шаншар, правых притоков р. Жаксы-Каргалы Илекского бассейна, недалеко от поселка Косистек, к северо-востоку от Актюбинска. В 5 км от массива проходит грунтовая дорога Актюбинск — Косистек.

Собственно щелочные породы (нефелиновые, содалитовые и щелочные сиениты), по-видимому, занимают небольшие (примерно около $\frac{1}{3}$ площади) участки. Основная часть плутона сложена сиенитами кварцевого, биотитового, биотит-амфиболового и пироксенового составов, а также граносиенитами и щелочными гранитами.

Косистекский сиенитовый массив является довольно крупным плутоном Актюбинского Приуралья, и специальное изучение его в будущем, несомненно, будет представлять как научный, так и практический интерес. Находка щелочных и особенно фельдшпатоидных пород в казахстанской части Сакмарской тектонической зоны Урала (Орь-Илекское поднятие) позволяет наметить еще один регион развития щелочных формаций, где вполне возможно открытие крупных промышленных месторождений нефелиновых руд, редких (Ta, Nb, Zr) и рассеянных (TR, Sc) металлов, а также нерудного сырья (полевых шпатов, апатита, вермикулитов, корунда и других).

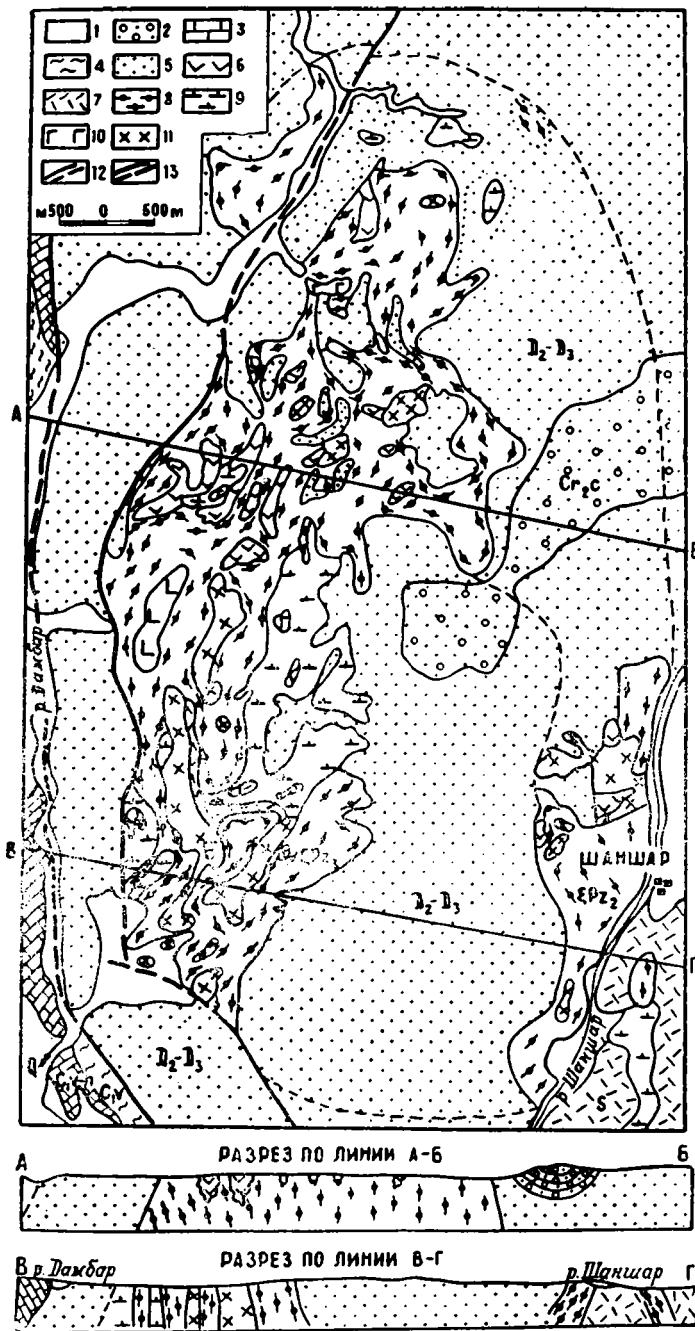


Рис. 31. Схематическая геолого-петрографическая карта Косыестекского сиенитового массива. Составил А. Н. Нурлыбаев (1968) по материалам О. Ф. Гордеева и др.

1 — четвертичные аллювиальные и делювиально-элювиальные отложения; 2 — мел-кампанский ярус: галечники, пески; 3 — визе-намюр: известняки с гониатитами; 4 — визе: кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы; 5 — средний и верхний девон: кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы, полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты, туфопесчаники; 6 — нижний силур: эффузивы основного состава (сугралинская свита) и кремнистые породы (сакмарская свита); 7 — силур: спилиты и диабазы. Верхнепалеозойские магматические комплексы: 8 — щелочные и реже нефелиновые сиениты (обобщенные элементы залегания трахитоидности); 9 — серпентиниты по пироксенитам и перидотитам. Среднепалеозойские интрузивные комплексы: 10 — оливинное и ортоклазовое габбро; 11 — гранодиориты, кварцевые диориты и диорито-сиениты; 12 — границы достоверные (интрузивные, стратиграфические и эрозионные) и предполагаемые (пунктир); 13 — тектонические нарушения.

Массив специально не изучался. Очень поверхностно и в общих чертах он описан в отчете О. Ф. Гордеева и др. за 1965 г., где приводятся его схематическая геологическая карта масштаба 1 : 25 000 и четыре силикатных анализа сиенитовых пород. После производственных в 1968—1969 гг. район Косистекского массива посетила группа сотрудников Института геологических наук им. К. И. Сатпаева под руководством А. А. Абдулина, который любезно предоставил нам возможность ознакомиться с образцами и шлифами собранных здесь щелочных пород, за что автор приносит ему сердечную благодарность. Правда, эти образцы отобраны из отдельных обнажений самой восточной окраины плутона и никоим образом не характеризуют состава всего массива в целом. Но этот каменный материал вторично подтвердил правильность нашего предположения (1965—1967 гг.) о наличии типичных щелочных трахитов — сиенитов и даже фонолитов — нефелиновых сиенитов — в казахстанской части Уралтау.

Предлагаемая нами схематическая геологическая карта массива, составленная в 1968—1969 гг. на основе весьма скудных и довольно разноречивых данных О. Ф. Гордеева и других авторов, представляет собой в основном обобщенную схему структурно-петрографического характера (рис. 31) и, естественно, не претендует на абсолютную точность. Несмотря на субъективность оценок, во многом являющихся плодом теоретического воображения автора, эта карта, по-видимому, является одним из возможных вариантов геологического строения сиенитового плутона и его обрамления, хотя характер границ и контактов на многих участках требует своего уточнения.

Сиенитовая интрузия, по-видимому, сечет как плутонические (габбро, серпентиниты, гранодиориты и кварцевые диориты), так и осадочно-вулканогенные образования силура, нижнего и среднего девона и, возможно, карбоновые известняки, хотя с ними щелочные плутоны непосредственных контактов не имеют. Возраст сиенитов⁷ мы считаем среднепалеозойским (D_2 — C_1), т. е. аналогичным возрасту щелочных пород Среднего и Южного Урала.

Геологическое положение массива

Косистекский сиенитовый плутон геологически расположен в южной оконечности Сакмарской тектонической зоны вдоль Зилаирского глубинного разлома (надвига, см. рис. 31). Интрузив в плане грубо приближается к удлинённому эллипсу с отношением поперечника к длине 1 : 2 (5×11 км) и извилистыми границами. Падение боковых контактов, судя по разрезу, довольно крутое (70 — 90°). Общее положение плутона в структуре боковых пород явно дискордантное, что видно из рисунка (восточная и южная границы). Плутон чрезвычайно плохо обнажен вследствие неглубокого эрозионного среза. Ввиду очень слабой эродированности массива мы сейчас имеем дело с его апикальными участками. Это положение подтверждается наличием многочисленных, весьма крупных, от нескольких квадратных метров до квадратных километров (5×20 м и до $0,3 \times 4$ км), ксенолитов боковых пород — осадочных, интрузивных и вулканогенных.

Малочисленные из-за плохой обнаженности плутона наблюдения зон контактов позволяют лишь предполагать форму плутона как дайкоподобного штока с неглубоко эродированной верхней частью. В строении массива, по-видимому, участвуют все звенья щелочных по-

⁷ В отчете О. Ф. Гордеева и др. за 1964 г. указаны лишь две разновидности сиенитов: нефелиновые и биотит-нефелиновые.

род — от щелочных гранитов через щелочные (амфиболовые, биотитовые, пироксеновые) сиениты до типичных нефелиновых сиенитов. В структурном отношении нефелиновые сиениты делятся на мелко-, средне- и крупнозернистые разновидности. По составу среди фельдшпатоидных пород различают их мезократовые (фемические минералы 25—30 %) типы: биотит-пироксеновые и биотитовые (до 25 % объема) породы. Нередко отмечаются содалитизация нефелина и альбитизация (?) полевых шпатов.

Судить о внутреннем строении массива в настоящее время трудно — не хватает достоверных данных. Но почти все геологи, микроскопически изучавшие породы этого плутона, отмечают трахитоидное строение нефелиновых сиенитов. Нам остается лишь добавить, что трахитоидность ориентирована параллельно (полосчатость и линейность пород) к плоскостям контактов. Она имеет близмеридиональное простирание, падение ее преимущественно восточное на западе и западное на востоке под углами 70—85° (?). На схеме (рис. 31) трахитоидность сиенитов изображена в обобщенном виде, без указания на углы падения, поскольку они специально не изучались нами и нашими предшественниками.

* * *

Геолого-петрологическое изучение характерных щелочных массивов ишимского, аксу-бадамского, конырсуйского и шаншарского магматических комплексов альбазитовой формации Казахстана позволило выявить общие закономерности их размещения в геологических структурах Казахстана, выделить внутри формации субформации, разновозрастные комплексы, фазы и фации щелочных пород.

Палеозойские щелочные комплексы альбазитовой формации Казахстана принадлежат к особой группе магматических пород областей завершенной складчатости. Последние характеризуются весьма интенсивным проявлением глубинных разломов и контрастными колебательными движениями, относясь при этом к категории областей со сравнительно спокойной тектоникой.

Щелочные породы ишимского и конырсуйского магматических комплексов локализованы в активизированных участках консолидированных складчатых областей каледонид Центрального Казахстана (соответственно Жаркаинагашская и Кокшетауская зоны). Они приурочены к крупному Улугтау-Ишимскому тектоническому поясу, представленному серией разломов меридионального и северо-восточного простирания. При этом устанавливается четкая приуроченность массивов к участкам сочленения разломов различных систем. Характерным примером наиболее раннего проявления постконсолидационного магматизма в каледонидах может служить ишимский магматический комплекс Жаркаинагашской зоны каледонской консолидации. Образование пород этого комплекса происходило в условиях ослабленных тектонических перемещений, приведших к возникновению сложной системы взбросо-надвиговых и сбросо-сдвиговых нарушений, усложненных местами вулканической тектоники (кольцевые и радиальные трещины). Абсолютный возраст щелочных пород ишимского комплекса колеблется от 360 до 415 млн. лет, что отвечает среднему девону.

Альбазитовые массивы аксу-бадамского комплекса в Таласском Алатау располагаются на площади герцинской складчатой области и связаны с послегеосинклинальным периодом ее развития. Внедрения и излияния альбазитовых магм происходили в зоне тектонического

контакта каледонид и герцинид Тянь-Шаня и широкого развития дизъюнктивных нарушений. Время образования комплекса считается нижнепермским, абсолютный возраст его 278 млн. лет (250—310 млн. лет). Шаншарский магматический комплекс локализован в активизированных участках каледонид Мугоджар. Возраст его среднедевонский. Следовательно, щелочные породы альбазитовой формации Казахстана (существенно калиевого типа) формируются в длительном отрезке времени — от среднего девона (шаншарский, ишимский и конырсуйский комплексы) до среднего триаса (аксу-бадамский — P_1 ; семейтауский — P_3-T_1), тогда как породы альгипербазитовой формации образуются в пределах небольшого (10—15 млн. лет) отрезка геологического времени. Тектоническое положение изученных щелочных комплексов альбазитовой формации Казахстана определяется их приуроченностью к глубинным разломам, разделяющим области разновозрастной складчатости или различные структурно-фациальные зоны («сквозьструктурные» разломы Ю. М. Шейнманна, 1968).

Щелочные породы альбазитовой формации Казахстана относятся преимущественно к группе вулcano-плутонических комплексов, сформировавшихся в гипабиссальных и приповерхностных условиях. Глубина застывания пород формации распространяется от поверхности не более чем на 3—5 км. В соответствии с условиями образования в составе формации выделяются породы различных фаций глубинности — интрузии гипабиссальные, приповерхностные субвулканические и вулканические, включающие жерловые и прижерловые фации. Критериями, доказывающими комагматичность различных форм проявлений щелочных пород, являются: а) приуроченность плутонических, субвулканических и эффузивных образований к одним и тем же структурным зонам; б) наличие постепенных переходов между ними; в) близость петрографических, минералогических, петрохимических и геохимических признаков. Следовательно, все изученные щелочные массивы альбазитовой формации Казахстана полифациальные и многофазные. Наиболее четко полифациальность и многофазность проявлены в ишимском магматическом комплексе. В пределах его четко выделяются эффузивная, субвулканическая и плутоническая фации глубинности. Каждая фация состоит из нескольких фаз образования (по 3 эффузивных и субвулканических и 4 интрузивных). Внутри каждой фазы устанавливаются внутрифациальные разновидности (субфации) — породы эндо- и экзоконтакта.

По естественным петрографическим ассоциациям среди щелочных пород альбазитовой формации Казахстана выделяются следующие ряды (от ранних к поздним).

Эффузивный этап: лейцитовые авгититы — лимбургиты — лейцититы — лейцитовые базальты и тефриты и пирокластические материалы; лейцитовые фонолиты — фонолито-трахиты — щелочные трахиты (лавы и туфы).

Субвулканический этап: лейцитовые фонолит-порфиры, нефелиновые сиенит-порфиры и тингуаиты лейцитовые.

Интрузивный этап: косьвиты — лейцитовые пироксениты — шонкиниты — фергуситы; святоноситы — малиниты и пуласкиты; нефелиновые сиениты и их жильные дериваты, щелочноземельные интрузии — кенталлениты, эссекситы, монзониты, щелочные сиениты, граносиениты. Впервые установлено наличие предшествующей (среднекаледонской — $S-D_1$) интрузии биотитовых перидотитов и пикритов в пределах ишимского магматического комплекса, а на площади Ирисуйского массива — ранних проявлений эффузивов и

субвулканитов лейцитовых базальтоидов и меланократовых фолитов.

Исследованные щелочные массивы альбазитовой формации Казахстана в основном характеризуются зонально-кольцевой и реже конической морфологией, впервые установленной автором. Эффузивные аналоги формации, по-видимому, образовались при излияниях из вулканов трещинного (Бадам, Конырсу, Шаншар) и центрального (Есиль, Ирису, Машат, Семейтау) типов извержений. Субвулканические и плутонические образования формации имеют преимущественно формы трещинно-кольцевого, конического и центрального типов. Упомянутые морфологические типы структур щелочных массивов, вулканоплутонов, интрузивов и других магматических тел подтверждены данными петротектоники, трещинной тектоники и горно-буровых работ, а также другими геологическими наблюдениями.

Характерной особенностью щелочных пород формации является резко выраженная их калиевая специализация, что отразилось на значительном развитии лейцитовых и псевдолейцитовых пород в составе ишимского и аксу-бадамского и существенно полевошпатовых (ортоклазовых) магматитов в составе конырсуйского, семейтауского и шаншарского комплексов. Эти данные, очевидно, подтверждают гипотезу Тернера — Ферхугена о возникновении богатых калием основных лейцитовых пород при взаимодействии мантийных базальтовых расплавов с породами коры. В настоящее время общепризнано, что лейцитовые базальтоиды связаны или с оливин-базальтовым (трахибазальтовым), или с базальтовым магматизмом, при этом образование исходного расплава объясняется процессами плавления вещества мантии. Щелочность и насыщенность кремнеземом, по Х. С. Йодеру и К. Э. Тилли (1965), определяется как глубиной формирования исходных расплавов в базальтовом слое, так и ощелачиванием очагов магмы ювенильными сквозьмагматическими растворами. Существенное обогащение калием объясняется либо первоначальным преобладанием его в сквозьмагматических растворах, либо сложной дифференциацией состава щелочей с течением времени в ювенильных растворах. Калий может ассимилироваться и из пород гранитного слоя.

Таким образом, общими признаками для всех комплексов этой формации являются сходный тектонический режим, вулканоплутонический характер образований, зонально-кольцевая морфология многих массивов, сложный состав слагающих их эффузивных и интрузивных пород, частая смена фаций кристаллизации щелочных магм и преимущественно калиевый тип химизма (лейцит-базальтовая и ортоклаз-базальтовая субформации).

Г л а в а IV

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ АЛЬГРАНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ КАЗАХСТАНА

Общее положение и возраст. К этой формации мы относим альгранитовые комплексы Западного (Борсыксайский, Каинсайский и др.), Восточного (Актасский, Ащисуйский, Тобыктинский, Шумекский и др.) и Южного (Талгарский, Узынкарасуйский и др.) Казахстана (табл. 16). Временем образования пород этой формации, по-видимому, являются завершающие этапы герцинского тектоно-магматического цикла ($C_2—P_1$), т. е. верхний палеозой (табл. 17). За последние годы

наш взгляд на возрастное положение отдельных комплексов альгранитовой формации несколько изменился в сторону их «омоложения».

Проявление щелочногранитоидной формации, возможно, не ограничивается локальными участками или отдельными регионами, как предполагалось раньше, а проявляется в общеглобальном масштабе. Щелочной магматизм явился завершающим этапом герцинского тектоно-магматического цикла всюду на континентах (в Азии и Европе, в Африке и Америке и т. д.). Интересно отметить, что на платформах и щитах он представлен всеми тремя формациями — от альгранитовой до альгипербазитовой, а в активизированных складчатых и геосинклинальных областях — в основном альгранитовыми комплексами (Урал, Казахстан). Вывод о верхнепалеозойском возрасте пород альгранитовой формации вполне согласуется с общегеологическим положением отдельных регионов Казахстана.

Возраст Карсакпайского массива щелочных сиенитов до сих пор достоверно не определен ввиду отсутствия фаунистически датированных перекрывающих отложений. Е. А. Бутакова (1937) относила его к варисскому этапу, а позднее Т. Г. Павлова (1964) и другие — предположительно к протерозойскому. Автор ранее считал щелочные породы Карсакпай-Улутауского района ниже-среднедевонскими, т. е. позднекаледонскими (Нурлыбаев, 1962, 1966, 1968), на основании сопоставления петрографического состава и общегеологических позиций магматитов Карсакпайского и Улутау-Ишимского районов. Абсолютный возраст биотита из щелочных сиенитов Карсакпайского массива 335—358 млн. лет, что более сближает его с верхнепалеозойскими комплексами, а не с каледонскими.

Становление щелочных и нефелиновых сиенитов, а также их эффузивных эквивалентов Баянаул-Талпакского района (ащисуйский комплекс), по нашим данным, также происходило в позднегерцинское (C_2 — P_1) время, хотя по материалам В. К. Монича (1948, 1957) они условно отнесены к раннегерцинской эпохе (D_3 — C_1).

Комагматичные со щелочными интрузиями вулканы различными исследователями датируются по-разному. Трахитовые и липаритовые порфиры, альбитофиры, а также их пирокластические материалы, являющиеся вулканическими эквивалентами щелочных интрузий (от щелочных гранитов до нефелиновых сиенитов), одними исследователями датируются как ниже-среднедевонские — кайдаульская свита (Н. Г. Кассин, Н. А. Севрюгин, В. К. Монич и др.). Нами эта свита поднята до среднего и верхнего карбона (керегетасская или архарлинская свита). Подтверждением нашего мнения о более молодом возрасте (C_2 — C_3) щелочных эффузий является, во-первых, факт налегания их на известково-песчаниковую толщу верхнего девона (район интрузива Каратал), с одной стороны, тесная пространственная связь и комагматичность с щелочными плутонитами аналогичного состава — с другой. Во-вторых, о карбонном возрасте щелочных вулканитов района свидетельствуют постепенные переходы от типичных эффузивов через субвулканические разности (жерла, некки, дайки и жилы) до нормальных интрузий. Третьим аргументом являются имеющиеся цифровые данные абсолютного возраста эффузивов так называемой «кайдаульской» свиты — от 278 до 310 млн. лет при среднем значении 292 млн. лет (см. табл. 17), что соответствует позднегерцинской эпохе (C_3 — P). Кроме того, для щелочных пород (от щелочных гранитов до щелочных сиенитов) близлежащих плутонов — Баянаульского, Жаманаульского, Найзатасского, Тлеумбетского и других — получены близкие цифры абсолютного возраста — 214—342 млн. лет (среднее значение 240 и 310 ± 15 млн. лет).

Характерные щелочные комплексы и массивы альгранитовой формации Казахстана

Субформа-ция	Комплекс	Стратигра-фическое положение и абсолют-ный воз-раст, млн. лет	Характерный массив	Главный тип щелочных пород	Геотектоническое положение
1	2	3	4	5	6
<i>Западный Казахстан</i>					
Миаскито-вая	Борсык-сайский	C_3-P_1 223—273	Борсыксай, Карасор и др. (4—5 тел)	Щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, сиенит-порфиры	Мугоджарский мегантиклинорий, расположенный вдоль Восточно-Мугоджарского глубинного разлома
Щелочно-гранитная	Кайрактинский	C_3-P_1 270—300	Борлинский, Кайрактинский, Аралтугайский, Ащисайский, Акбулаксайский и др. (более десяти)	Биотитовые граниты, щелочные граниты, аляскиты, граносиениты, сиениты	Мугоджарский мегантиклинорий (Западно- и Центрально-Мугоджарский гранитные пояса)
	Адамовский	C_3-P_1	Айкенский, Ушкатынский, Адамовский и др. (5—6 тел)	Биотитовые граниты, аляскиты, щелочные (рибекитовые, эгириновые, арфведсонитовые) граниты, сиениты, граносиениты	Интрузивы локализируются в зонах тектонических нарушений на стыке Мугоджарского и Жетыкольского антиклинориев
Сложно-го состава (щелочно-сиенитовая)	Карабутакский	C_3-P_1	Карабутакский, Уймолинский, Приозерный и др. (4—6 тел)	Биотитовые граниты, щелочные (натровые) сиениты, сиениты, граносиениты, щелочные граниты	Мугоджарский мегантиклинорий. Приурочены к зонам Восточно-Мугоджарского глубинного разлома
	Каинсайский	C_3-P_1	Убаганский, Северо-Каинсайский, Южно-Каинсайский (всего около десяти тел)	Ортоклазовое габбро, монзониты, сиениты, щелочные сиениты кварцевые и без кварца, щелочные граниты, сиенит-порфиры	Восточный Тургай, Убаганская зона
<i>Восточный Казахстан</i>					
Сложного состава	Актаский вулканоплутонический	$C-P$ 335—350	Актаский, Текежурген, Карсакапайский, Усгырлытауский, Улутауский и др. (всего десять интрузивов)	Трахиандезиты, трахиты и щелочные трахиты, монзониты, сиениты, щелочные граниты	Улутау, Майтобинский антиклинорий. Связаны с глубинным разломом зоны активизации каледонид

Щелочно-гранитная	Шолак-сандыкский	D ₃ —C ₃	Державинский, Сандыксуйский, Мухановский, Борлыкольский и др. (7—8 тел)	Гранодиориты, биотитовые граниты, аляскиты, щелочные граниты, сиенодиориты, сиенит-порфиры	Ишимская Лука, Жаркайнагашский антиклинорий. Связаны с глубинным разломом меридионального простираания (Улутай-Ишим-Кокшетауский — «Аргинский»)
	Кокшекольский	D ₁₊₂	Боровской, Жукейский, Макинский и др. плутониты (более десяти)	Лейкократовые и биотитовые граниты, аляскиты, щелочные граниты (рибекитовые, эгириновые и др.), граносиениты, сиениты	Кокшетауский мегантиклинорий и Восточно-Кокшетауский мегасинклинорий
Щелочно-гранитная	Шумекский	D ₃ —C ₃	Таятхан, Кызылтас, Шумек и др. (10—15 плутонов)	Лейкократовые и биотитовые граниты, аляскиты, щелочные граниты, граносиениты, сиениты, щелочные и нефелиновые (?) сиениты	Бетпақдала, Атасу-Моинтинский антиклинорий (Шумек)
Сложного состава	Ащисуйский	*	Баянаульский, Жаманаульский, Тлеумбетский, Кенский и другие интрузивы (более 30 тел)	Монзониты, сиенодиориты, лейкократовые и биотитовые граниты, аляскиты, щелочные граниты, щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, сиенит-порфиры	Бозшакольская зона. Ащису-Сиректауский грабен-синклинорий
Щелочно-сиенитовая и сложного состава	Тобыктинский	*	Машанский вулканоплутон, Дегелев, Аркат, Коргантас, Батпак и др. (более 30 интрузий); Абаевский плутон	Монзониты, сиенодиориты, лейкократовые и биотитовые граниты, щелочные граниты, щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, сиенит-порфиры	Чингиз-Тарбагатайская геантиклинальная зона
<i>Южный Казахстан</i>					
Щелочно-гранитная	Талгарский	*	Талгарский, Кастекский, Караконузский и др. (более 20 тел)	Монзониты, граниты лейкократовые, биотитовые, щелочные граниты (рибекитовые, гастингситовые), сиенит-порфиры	Область неустойчивой каледонской консолидации. Чу-Илийские, Кастекские и Заилийские горы, Кендыктас, Южная Джунгария
	Ушкызылский и др.	*	Ушкызыл, Коккайнар, Жаланашсай и др. (10—15 тел)		
<i>Юго-Восточный Казахстан</i>					
Щелочно-гранитная и сложного состава		*		Здесь выделяются 14 магматических комплексов, среди которых отмечаются субщелочные и щелочные разности — от альгипербазитов и альбазитов до альгранитовой формации	Зайсанская геосинклиналь, Рудный Алтай и др.

Абсолютный возраст щелочных пород альгранитовой формации Казахстана, определенный в основном калий-аргоновым методом

Массив, порода	№ пробы	Минерал или порода	Абсолютный возраст, млн. лет	Среднее значение по группам	Геологическое положение	Примечание
1	2	3	4	5	6	7
<i>Жезказган-Улутауский район</i>						
Карсакапский, биотитовый сиенит	11342	Биотит	353 ±	344	C ₂ (?)	Материалы автора
Нефелиновый сиенит	11315	»	335 ±			
<i>Талпак-Баянаульский район</i>						
Липаритовые порфиры	28/110		308 ±	292	С-Р	Семенова, 1969
Альбитофир (трахипарит)	269/3864		290 ±			
Туф трахипарита	982/1112		278			
Баянаульский, гранит-аляскит	3053	Биотит	244	240		Материалы Иванова за 1967 г.
Гранит-биотитовый	3052	»	236			
Жаманаульский, биотитовый гранит	3054	»	250			»
То же	3055	»	223			»
»	4/65	»	252			Семенова, 1969
»	4/65	Калишпат	248	241		То же
»	11	Биотит	268			
»	3054/1	»	243			
»	3054/2	»	259			
»	3055/1	»	232			
»	3055/2	»	214			
»	3056	»	223			
Найзатасский, гранит мелкозернистый	3058	»	250	240		»
Гранит крупнозернистый	3059	»	227			»
Тлеумбетский, щелочные граниты	5 проб	Порода + биотит	293—343	310 ± 15		»
<i>Чингиз-Тарбагатайский район</i>						
Бакшокинский, сиенодиорит	231	Порода	419 ± 20	356		Материалы Титова и др. за 1968 г.
Гранодиорит	255	»	394 ± 25			
Гранит мелкозернистый	230	»	386 ± 25			
То же	258	»	362 ± 25			
Гранодиорит	895	»	346 ± 15			
Мелкозернистый гранит	896	»	330 ± 20			Семенова, 1968
Северо-восточнее Абаевского интрузива, эссексит	41/1	»	344	342		То же
То же	42/2	»	352			
»	42/3	Биотит	340 ± 10			
»	42/4	»	326 ± 10			
»	43	»	348 ± 15			
Сиенит	43	»	348 ± 15			»
Гранит среднезернистый	236	»	283 ± 10	288		»
То же	237	»	294 ± 5			

1	2	3	4	5	6	7
Догаланский, аляскит	19	Порода	263 ± 9			То же
То же	19	»	310 ± 7			»
Койтасский, гранит	Без номера	»	323 ± 1			»
Ордатасский, гранит	889	»	310 ± 10			»
То же	890	Биотит	282 ± 10	298 ± 5		»
»	891	»	300 ± 10			»
»	Без номера	»	302 ± 10			»
Абаевский, нефелиновый сиенит	100/н	»	300		C ₃ -P	»
Батлакский, диорит	958	Амфибол	309			Семенова, Гендлер и др., 1966
То же	479	Биотит	316	314	C ₂ -C ₃	То же
»	471	»	316			»
»	1106	»	316			»
Диорит — габбро	8 проб	Порода	280—334	263		»
Монцонит среднезернистый	409	»	271 (?)			»
Тоналит	563	Биотит	306	304		»
»	549	»	301			»
Адамеллит	355	Порода	291			»
»	447	Биотит	296			»
»	463	»	290	293		»
Монцонит кварцевый	942	Порода	270			»
То же	1111	»	249			»
Из дополнительных интрузий — граниты, монцониты и сиениты	25 проб	Порода, биотит,	170—315	280—315		»
Жильный гранит-порфир	5 проб	То же	255—315	310		»
То же	6 проб	»	227—278	239	P-T	»
Липариты, трахилипариты	3 пробы	Порода	271—277	275		Левин, 1965
Дацитовый порфир (керегетасская свита)	544	Биотит	330 ± 10			Розенкранц и др., 1964
Трахидацитовый порфир	720	Порода	293—324			То же
Трахилипарит (хр. Аягуз)	141	Биотит	295 ± 10	300		»
Калдарский, гранит	Без номера	Порода	304 ± 10	285 ± 10	До P ₁	Сатпаев и др., 1964

Мугоджары, Южный Урал, Тургай

Борсыксайский, нефелиновый сиенит	K/41	Циркон	260 ± 25		C ₃ -P ₁	Краснобаев, 1966 (свинцовым методом)
Сиенит-пегматит	513	Мусковит	273 ± 266	258		Гаррис, 1963
То же	Без номера	»	266			То же
Сиенит-порфир	То же	»	223			»
Кварцевый диорит	»	»	271			»
Каинсайский	KC-1	Порода	252			Ксенофонов, 1966
Магнитогорский район, трахитовые порфиры	A-879	Порода	339 ± 3		C ₃ -P(D)	Овчинников и др., 1966
То же	A-789-а	»	348 ± 8			То же
»	A-788-б	»	348 ± 2			»

1	2	3	4	5	6	7
Диабазовые порфири- ты (р. Суундук)	Без но- мера	Порода	310			Овчинни- ков, и др., 1966
Суундукский, плагио- гранит	»	»	324—331			»
Борлинский, граниты	3/A	Биотит	336			Гаррис, 1963 То же
Кумысбулакский, гра- нит субщелочной	4/A	»	355			
То же	5/A	»	363			
»	6/A	»	388	363	C ₁ (?)	Тельгузи- ев, 1969
»	7/A	»	973			
Тикбутацкий, грани- то-гнейс	502	Полевой шпат	277			Гаррис, 1963

Северо-Западное Прибалхашье — Бетпақдала

Шумекский комплекс, щелочные сиениты	1	Порода	335		C ₂ —C ₃	Нурлыбаев, 1963
То же	2	»	336			То же
Щелочные граниты	2158	»	202			»
То же	2159	»	264			»
»	C-1	»	276			»
Южно-Айкарлинский, гранит лейкократовый	C-2	»	286			»
То же	C-3	»	280			»
»	C-4	»	313			»

Южный Казахстан

Алмаатинский, гра- ниты и щелочные гра- ниты	8 проб	Биотит	308—397	370	D ₃ —C ₁	Монич, 1965
Кунгейский, грано- диориты	3 пробы	»	349—360	356	C ₁	То же
Талгарский комплекс, щелочные граниты	3 пробы	»	349—365	357	C ₁₋₂	»
Хоргосский, граниты	3 пробы	»	170—271		C ₃ —T (?)	Щерба и др., 1968
Южно-джунгарский комплекс, граниты, эф- фузивы	15 проб	Биотит, порода	116—305		C ₂ —J ₁	То же

Почти аналогичного петрографического состава щелочные и субщелочные эффузивы Северо-Западного и Восточного Прибалхашья, Улутау и других регионов, ранее датируемые нижним и средним девоном, теперь отнесены к среднему или верхнему карбону (В. Я. Кошкин, В. Ф. Беспалов, И. И. Никитченко, В. Е. Гендлер и др.). Также трудно согласиться с условным возрастом порфиритов, трахит-порфиром, кератофиров и кварцевых ортофиров так называемой александровской свиты (Монич, 1957) и свиты кварцевых ортофиров, ранее относившихся к верхнему кембрию — ордовику. Сюда же можно отнести и альбитофировую свиту (неопределенного) нижнего — среднего девона. Нам представляется, что возраст этих вулканических образований субщелочных и щелочных серий надо считать более поздним, т. е. ниже-среднедевонским для кварцевых ортофиров и средне-верхнекарбонным — для альбитофировой свиты по аналогии с такими в прилегающих районах Северного и Северо-Восточного Прибалхашья. Эффузивы так называемой керегетасской свиты C₂₋₃ имеют почти такой же состав — от трахидацитовых порфиром через трахилипариты до щелочных трахитов.

Мы полагаем, что в районе Талпак-Баянаула перед нами не отдельные проявления процессов плутонизма и вулканизма, не связанные между собой, как считали ранее многие исследователи, а типичные образования вулкано-плутонического комплекса, аналогичные таковым Северо-Западного Прибалхашья, Улутай-Ишимского, Каркаринского и Тлеумбетского районов, а также других регионов Центрального Казахстана. Это не значит, что в Баянаульском районе все плутонические и вулканические породы одновозрастны и одноактны. Наоборот, регион характеризуется развитием на его площади сложного комплекса разновозрастных магматических образований, проявлением дизъюнктивных дислокаций и насыщенностью месторождениями и рудопроявлениями редкоэлементного и полиметаллического состава.

Есть основание считать, что так называемые альбитофировые свиты D_{1-2} являются прямыми аналогами пород керегетасской свиты (C_{2-3}), а щелочные интрузии — от щелочных сиенитов через граносиениты до лейкократовых гранитов и аляскитов — плутоническими фадами единого комагматического вулкано-плутонического комплекса. Таким образом, возникает вопрос о пересмотре данных о возрасте магматических пород района. Для этого необходимо ставить специальные тематические исследования. Тем более, что вулкано-плутонические комплексы Талпак-Баянаульского района, характеризующиеся субщелочным и щелочным типами химизма, могут представлять интерес как носители ниобия, циркония и других элементов подобно породам смежного с ним Тлеумбетского района. В этом отношении перспективными (особенно на ниобий и скандий) являются эндоконтактные области Баянаульского, в первую очередь, Жаманаульского и Жельтауского массивов, где широко распространены дайковые породы, щелочные сиениты, вторичные аляскиты и альбитизированные зоны и т. д. Спектральные полуколичественные анализы проб из щелочных сиенитов Баянаульского района показывают содержание в них ниобия от 0,005 до 0,03%, бериллия — от 0,0003 до 0,001%, циркония — от 0,007 до 0,08% и т. д.

Тобыктинский (Кайнарский) щелочной комплекс Чингиз-Тарбагатайского района, куда входит Абаевский интрузив нефелиновых сиенитов, по времени образования также является синхронным с аналогичными породами смежного Баянаульского района. О верхнепалеозойском (среднегерцинском, C_2-P) возрасте щелочных интрузий Чингизской зоны (Жарминская и Чубартауская переходные зоны) писали давно Н. А. Севрюгин, М. В. Мычник и другие.

Комагматичные со щелочными интрузиями вулканы так называемой кайдаульской свиты большинством исследователей района относятся к нижнему — среднему девону, а некоторые считают их верхнекарбонными (Левин, 1965; Нурлыбаев, 1966), подтверждением чего являются: а) постепенные переходы от щелочносиенитовых интрузий через субвулканические сиенит-порфиры до трахитов и щелочных трахитов (интрузивы Абаевский, Батпакский, Коргантас и др.); б) прорывание визейских известняков щелочными интрузиями; в) явно рвущие контакты, наблюдаемые между щелочными и субщелочными вулканитами с фаунистически охарактеризованными отложениями ордовика (оз. Улькенсор), девона (горы Догалан, Белтеректау), а также карбонатными образованиями фамена и нижнего визе (горы Догалан, Ортен и др.); г) абсолютный возраст щелочных и субщелочных эффузивов, являющихся вулканическими эквивалентами щелочных интрузий Чингиз-Тарбагатайской и Зайсан-Тарбагатайской зон и Зай-

сан-Иртышской геосинклинали, варьирующий от 256 до 304 млн. лет при среднем значении 251 млн. лет, что соответствует пермской эпохе (см. табл. 17).

По абсолютному возрасту палеозойские интрузивные комплексы региона (табл. 17) подразделяются на следующие возрастные группы (от ранних к более молодым): 1) гранодиориты, монцитониты, сиенодиориты и граниты Бакпокинского массива (330—419 млн. лет, что в среднем равно 356 млн. лет, согласно шкале это отвечает нижнему карбону, т. е. раннегерцинскому этапу); 2) щелочные и щелочноземельные субвулканические интрузии — сиениты, щелочные граниты и эссекситы — северо-восточнее Абаевского плутона (283—352 млн. лет при среднем значении 342 млн. лет, такое значение цифр скорее всего отвечает среднегерцинской — C_2 — эпохе); 3) нефелиновые сиениты особенно Абаевского плутона (300 млн. лет, что сближает его с позднегерцинским комплексом); 4) к этой группе нами относятся граниты, аляскиты и щелочные граниты Чингиз-Тарбагатайской тектонической зоны⁸ (среднее значение 296—298 млн. лет при колебании 263—323 млн. лет). Таким образом, время образования вулкано-плутонических комплексов альгранитовой формации Чингиз-Тарбагатайской зоны, по данным абсолютной геохронологии, примерно ложится в интервалах от нижнего карбона до перми включительно, что согласуется с геолого-структурным и стратиграфическим положением региона.

Время образования щелочных интрузий Западного Казахстана (борсыксайский, кайрактинский, кумакский и другие комплексы) многими исследователями признается однозначно — позднегерцинским (C_3 —Р). Определения абсолютной геохронологии (273—300 млн. лет, табл. 17) различными методами не противоречат геолого-стратиграфическим положениям щелочных интрузий Западного Казахстана. Исходя из среднего значения цифр (280—300 млн. лет), время формирования нефелиновых массивов Западного Казахстана следует относить к верхнему карбону или к нижнепермской эпохе. Таким образом, наиболее молодыми магматическими образованиями Южного Урала и Мугоджар являются борсыксайский щелочной комплекс (интрузивы Каинсай, Борсыксай, Карасор и др.) и кумакский комплекс гипабиссальных интрузий субщелочных пород, которые завершают магматический цикл Мугоджар, формируясь в условиях загущающих тектонических движений, сменивших главную складчатость.

Щелочные интрузии шумекского комплекса Северо-Западного Прибалхашья также сопровождаются эффузивными и субвулканическими комагматами, по времени несколько опережающими плутонические фации. Плутонические серии по составу варьируют от гранитов-аляскитов и граносиенитов через щелочные граниты до характерных щелочных сиенитов и, возможно, до нефелиновых сиенитов⁹.

Наконец, щелочные интрузии Южного Казахстана (Зайлийский Алатау, Чу-Илийские горы и др.), включающие, на наш взгляд, также эффузивные комагматы, по времени образования охватывают период от девона до перми включительно. Проявления щелочных вулка-

⁸ Сюда же мы относим щелочные и субщелочные эффузивы Северного Тарбагатая (месторождение Аксуатское), ранее датированные как «кайдаульская» свита среднего девона.

⁹ Нефелиновые сиениты в районе Северо-Западного Прибалхашья пока не обнаружены, но наличие здесь большого числа массивов щелочных гранитов и сиенитов с вулканическими эквивалентами наталкивает на мысль об их обязательном присутствии. Признаки проявления нефелиновых пород в Северном и Северо-Западном Прибалхашье, а также в Бетпакале автором отмечались и ранее (Нурлыбаев, 1959, 1965).

нитов в этом регионе наблюдаются среди «кайдаульской» свиты среднего девона. Им соответствуют щелочные плутониты Жельтау-Агадырской зоны в Чу-Илийских горах. Вместе они образуют единый девонский эффузивно-интрузивный комплекс. В каменноугольный период в Южном Казахстане формируются также серии щелочных вулкано-плутонических комплексов, названные «узынкарасуйским», «ушкызыльским» (Щерба и др., 1968) для Чу-Илийских гор, «талгарским» (Монич и др., 1965) — для Заилийского Алатау и Кетменя; «кызылжарским», «хоргосским» и «южноджунгарским» — для Джунгарского Алатау.

По цифровым значениям абсолютного возраста (табл. 17) щелочные породы Южного Казахстана можно отнести к двум магматическим этапам — к позднекаледонскому (D_2-D_3) и позднегерцинскому (C_3-P), т. е. к завершающим фазам тектоно-магматических циклов.

Таким образом, обзор новейших материалов по магматизму Казахстана показывает, что во многих регионах республики щелочные породы щелочногранитной формации развиты чрезвычайно широко. Казахстан представляет собой интересную петрографическую провинцию с весьма широким распространением палеозойских (позднекаледонских — герцинских) щелочных изверженных пород всех трех формаций вообще и щелочногранитоидной в особенности. Щелочногранитоидные комплексы Южного и Восточного Казахстана, Северного и Северо-Западного Прибалхашья тают в себе огромные потенциальные возможности для открытия здесь промышленных залежей нефелинлейцитовых руд, редких и рассеянных металлов. Поэтому в ближайшие годы в этих районах необходимо организовать специальные тематические и поисковые исследования.

Ниже приводится подробное описание геологии наиболее характерных щелочных комплексов альгранитовой формации.

АКТАССКИЙ КОМПЛЕКС

Под актасским (улутауским) комплексом подразумевается ассоциация эффузивных, субвулканических и плутонических пород трахитового и трахилипаритового состава, развитых в районах бассейнов рек Актас (горы Текежугурген), Байконур, Каратургай, Каракенгир, Терсаккан и др. Актасский вулкано-плутонический комплекс липаритовой — трахилипаритовой формации в районе г. Улутау впервые выделен и описан А. Н. Нурлыбаевым (1964, 1966), а затем В. Н. Казьминым и др. (1966).

К вулканитам комплекса нами отнесены эффузивы Западного Улутау, относимые ранее к нерасчлененному среднему — верхнему девону и жаксыконской свите среднего девона. Это трахидацитовые, трахилипаритовые порфиры, трахиандезитовые порфиры и щелочные трахиты (ранее описанные как кварцевые порфиры и альбитофиры), перемежающиеся с их пирокластическими разностями. Суммарная мощность эффузивов измеряется от 500 до 1500 м.

Мы допускаем, что вулканиты указанных выше толщ очень близки по времени образования, так как встречаются всегда вместе, нередко имея между собой постепенные переходы, и, главное, они почти аналогичны по петрографическому составу и химизму. Поэтому эти породы следует рассматривать в ряду одного герцинского вулканического цикла, комплекса.

Остановимся коротко на характерных вулканитах описываемой формации — трахитах и трахиандезитах района г. Текежугурген.

Трахиты — породы резко порфировой структуры с довольно крупными (длиной до 2—3 см) вкрапленниками светло-серого калишпата (микроклина и реже анортклаза) в желтовато-серой или буровато-серой афанитовой основной массе. Текстура пород часто флюидальная. Вкрапленники нередко направлены параллельно, миндалинки сплюснены. Количественно-минералогический состав (%): вулканическое стекло и продукты его разложения — 55—70; калишпат — 16—30; плагиоклаз — до 4—5; биотит и амфибол — 1,5—3; акцессории — магнетит, апатит, циркон, сфен. Из вторичных минералов присутствуют серицит, альбит, эпидот, хлорит и гидроокислы железа. По петрохимическим данным (анализы 1—2), трахиты Актаса соответствуют щелочным трахитам (по Р. Дэли) и трахитам Прибайкалья (Белов, 1963).

Трахидациты и трахиандезитовые порфиры выделенного комплекса характеризуются наличием плагиоклаза, пироксена (титан-авгита), биотита, изредка оливина. Общим признаком для этих пород является присутствие в них щелочных полевых шпатов, главным образом анортклаза и альбита как во вкрапленниках, так и в основной массе, и очень редко цеолитов (?) в виде внешних каемок на плагиоклазах или нередко индивидуальных кристаллов среди интерстиций плагиоклазов в основной микрокристаллической массе лав. Трахиандезитовые базальты с оливином встречаются очень редко, и оливин в них почти всегда полностью замещается псевдоморфозами, сложенными зелено-бурным идингситом и другими минералами. В таких лавах обычно довольно высокое содержание биотита (до 10—15%).

Субвулканические фации состоят из силлов, даек и небольших штокообразных тел гранит-порфиров, монцонит-порфиров, сиенит-порфиров, диоритовых порфиров и т. д., встречающихся в районах гор Актаса, Каиндышоки, Котр, Караадыр и др. Сиенит-порфировые дайки и тела альбитовых сиенитов установлены в районе рудника Актас и г. Караадыр (Карсакпайский массив щелочных сиенитов). Минералогический состав их таков (%): калишпат (микроклин)—65—80; кварц — 6—10; биотит (мусковит)—5—10; отдельные кристаллы гастингсита. Из акцессориев отмечаются циркон, жильбертит, флюорит. Кроме этих образований среди эффузивов района встречается значительное количество субвулканических тел лакколитообразной и неправильной формы, сложенных породами с лавовой и микрогранитной структурой. Часть этих тел, несомненно, неки или жерла.

Плутонические эквиваленты описываемого комплекса представлены породами от щелочноземельных рядов (ортотлазовое габбро, монцониты, граносиениты) через щелочные (щелочные сиениты и нефелиновые сиениты) до нормальных гранитоидов (граниты, гранодиориты с повышенной щелочностью). Породы щелочноземельных и щелочных рядов слагают небольшие интрузивы (Карсакпайский массив, интрузивы Каиндышоки, Актас, Джусалинский и др.). К этим породам можно относить монцониты, альбитовые граниты и граносиениты Каптадырского, Тастинского и Сабасалдытургайского гранитоидных массивов. Гранитоидные интрузивы формации участвуют в формировании весьма крупных массивов — Улутауского, Сабасалдытургайского, Каптадырского и других, возраст которых, по нашим определениям, считается от позднекаледонского (D₂₋₃) до герцинского (С—Р).

Из плутонических фаций комплекса наиболее характерным является Карсакпайский массив щелочных пород, где встречены почти все разновидности щелочноземельных и щелочных интрузий.

Этот массив находится к северо-западу от поселка Карсакапай Джезказганского района Карагандинской области. Форма его в плане округлая, изометричная, размер $3,5 \times 4$ км.

Геологический Карсакапайский массив щелочных и нефелиновых сиенитов расположен в осевой части Майтубинского антиклинория, занимающего центральное положение в Карсакапайском поднятии. Петрографически в общих чертах он был описан Е. Л. Бутаковой (1937) и Т. Г. Павловой (1959). В 1961 и 1963 гг. массив специально изучался нами, в результате впервые была установлена его концентрически-зональная структура, по-новому определены возрастное положение и петрография интрузий (рис. 32). Массив залегает среди верхнепротерозойских гранито-гнейсов, микрогнейсов и габбро-амфиболитов.

Формирование массива протекало по крайней мере в четыре или пять интрузивных фаз. Последовательность становления его (от более ранних к поздним) представляется в следующем виде: 1) монциониты, сиенито-диориты (фацция эндоконтакта); 2) пироксеновые и гастингситовые сиениты (альбитизированные); 3) нормальные и лейкократовые сиениты (полевошпатовые уртиты); 4) меланократовые щелочные сиениты (лепидомелан-гастингситовые, авгит-гастингситовые и лепидомелановые сиениты); 5) нефелиновые сиениты; 6) дайковые фацции: сиениты трахитовые, вогезиты, пегматиты, сиенит-порфиры, альбитизированные (апсиениты) и либнеритизированные (эпинефелиновые) сиениты.

Породы монционитовой группы слагают внешнюю эндоконтактовую зону в виде полукольца шириной от 10 до 300 м в северной и северо-западной части массива. Щелочные альбитизированные гастингситовые и пироксеновые сиениты формируют вторую зону (200—400 м). Породы отличаются крупнозернистым и трахитоидным строением. Третью зону образуют нормальные и лейкократовые щелочные сиениты, выполняющие кольцевую интрузию мощностью до 200 м, а центральную часть — меланократовые щелочные сиениты. Последние сильно альбитизированы и либнеритизированы (мусковитизированы).

Выходы нефелиновых сиенитов обнаружены в пяти-шести пунктах (площадь от нескольких до 30 м²). По морфологии нефелин-сиенитовые «тела» овальные, неправильные и причудливого очертания, размером 2×2 , 3×3 и 5×6 м. Сохранившиеся в виде реликтовых «останцов» или ксенолитов среди либнеритовых и альбитизированных щелочных сиенитов, они, вероятно, указывают на то, что первоначально интрузив имел нефелин-сиенитовый состав, измененный затем в гастингсит-альбитовый, полевошпатовый и эпинефелиновый.

Автометасоматически измененные породы широко распространены в пределах массива, занимая $\frac{3}{4}$ его площади. Вообще плутонические породы Улутау характеризуются высокой степенью альбитизации, нередко с образованием апогранитов (Сабасалдытургайский, Тастинский массивы) через апсиениты (Карсакапайский массив) до сильно альбитизированных сиенитов и альбититов (Сабасалдинский и Карсакапайский массивы) с характерным набором «акцессорных» минералов — иттрогранаты, бурый циркон и сфен.

Жильные породы массива слагают тела, небольшие по размеру (по протяженности 150 м и только одна дайка достигает 500 м) и по мощности (0,5—2 м, реже 3 м). Все жилы локализируются внутри плутона, не выходя за его пределы. Простираение их преимущественно

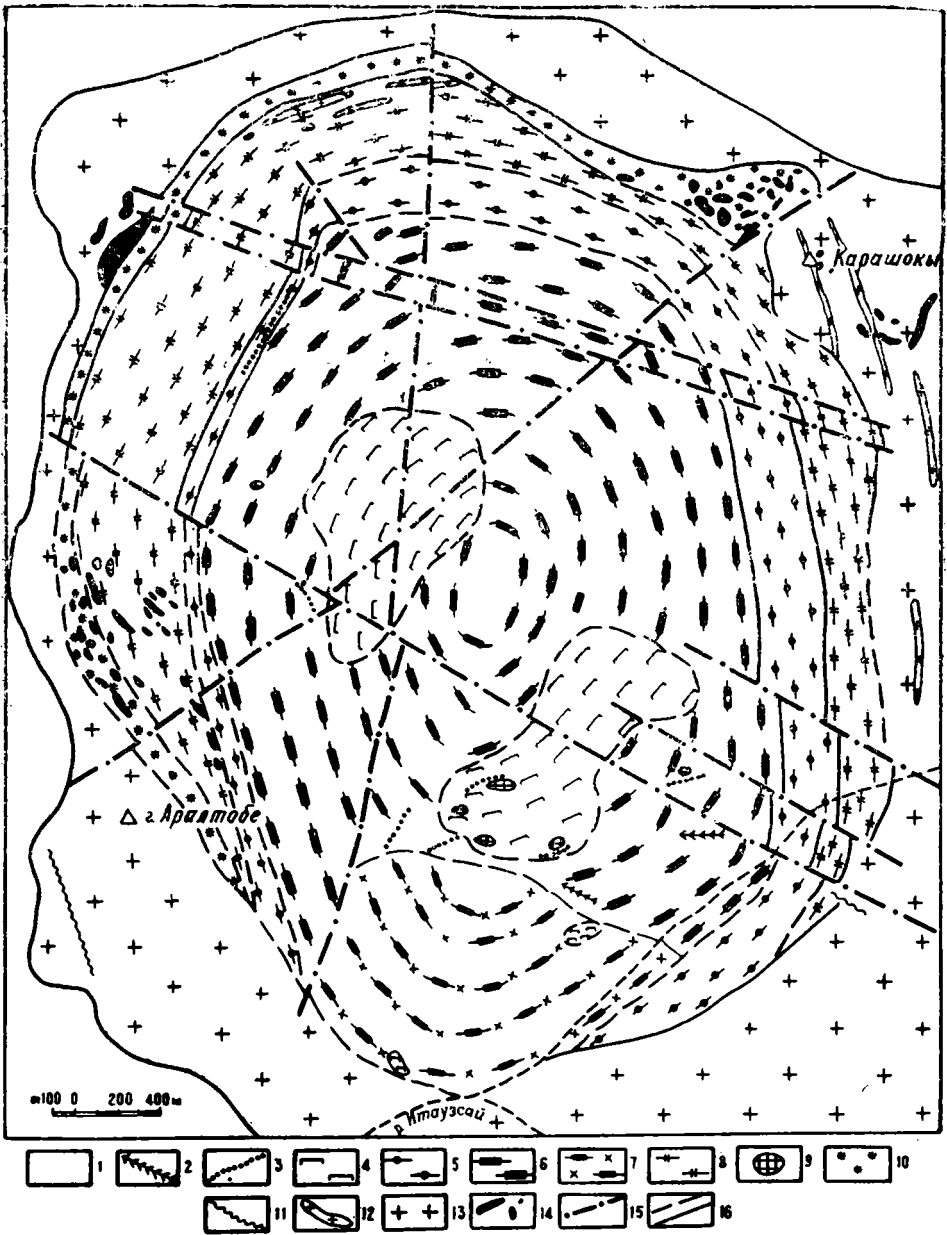


Рис. 32. Структурно-петрографическая карта Карсакпайского массива. Составил А. Н. Нурлыбаев. 1 — четвертичные отложения; 2 — кварцевые жилы; 3 — дайки вогезитов и сиенит-порфиров; 4 — либнеритовые сиениты; 5 — нормальные и лейкократовые щелочные сиениты; 6 — лепидомелан-гастингситовые сиениты; 7 — лепидомелановые сиениты; 8 — гастингситовые сиениты; 9 — нефелиновые сиениты; 10 — диориты, диорито-сиениты (фашия эндоконтакта); 11 — дайки диабазовых порфиров; 12 — гнейсовидные аплито-граниты; 13 — граносиениты, граниты с гнейсовидной текстурой; 14 — габбро и габбро-амфиболиты; 15 — тектонические нарушения; 16 — установленные и предполагаемые контакты.

северо-восточное (30—60°), реже субширотное. Интересно отметить, что сами нефелин-сиенитовые тела часто секутся пегматитовыми жилами полевошпат-нефелинового состава с богатыми вкрапленниками бурого циркона, а также сиенит-аплитами. Габбро-диабазовые дайки и интрузии амфиболитизированного габбро, которые И. В. Филиппович неверно считает секущими по отношению к щелочным сиенитам, явно и четко рвутся щелочными сиенитами (см. рис. 32) и интенсивно перерабатываются ими до габбро-сиенитов, монцонитов и сиенодиоритов.

Экзоконтактные участки представлены сиенито-гнейсами и граносиенитами крупнокристаллического строения. Ширина сиенитизированных зон обычно варьирует от нескольких до 50—100 м.

Габбро-амфиболитовые интрузии Т. Г. Павловой (1964), отнесенные к пластовым интрузиям верхнепротерозойского возраста (т. е. моложе гранито-гнейсов, но древнее щелочных интрузий), встречаются в виде явных ксенолитов среди монцонитов и гадингситовых сиенитов плутона.

О возрасте щелочных интрузий Карсакпайского плутона нет единого мнения. Е. Л. Бутакова (1937) считала его герцинским, а Т. Г. Павлова (1964) — протерозойским. Последующие исследователи района — И. В. Филиппович и другие — все щелочные породы, включая плутониты Карсакпайского массива, также отнесли к протерозойскому комплексу. Автор настоящей книги возраст этого массива ранее предположительно считал позднекаледонским (D_{1+2}), параллелизовав его с ишимским магматическим комплексом. Однако на основании данных, полученных в последние годы, возраст самого массива и щелочных пород всего Улутау-Карсакпайского региона можно считать герцинским ($C_1—C_2$): 1) щелочные породы явно секут гранито-гнейсы и габбро-амфиболиты (интрузии габбро Е. Л. Бутаковой и другими считаются каледонскими) и перерабатывают их; 2) на контакте со щелочными интрузиями гранито-гнейсы перекристаллизованы и изменены до граносиенитов, щелочные породы менее метаморфизованы, чем вмещающие их гранито-гнейсы и габбро-амфиболиты; 3) породы массива геохимически и петрохимически тождественны вулканитам г. Актаса, которые условно датируются как средний или верхний девон; 4) верхняя возрастная граница щелочного массива колеблется от 335 до 353 млн. лет абсолютной геохронологии, что указывает на карбоновый ($C_1—C_2$) возраст; 5) породы массива не встречены в гальках конгломератов ни докембрийских, ни палеозойских образований.

Вмещающими породами плутона являются метаморфические толщи карашокинской свиты — сланцы, гнейсы, гранито-гнейсы и амфиболиты. В структурном отношении интрузив приурочен к антиклинальной складке, в которую как бы согласно вписаны его контуры. Это дало Т. Г. Павловой (1964) основание считать плутон согласным, а его форму подобной форме антиклинальной складки, имеющей углы залегания 60—70°. Те же углы наклона, по ее мнению, должны иметь контактные поверхности массива. В действительности мы наблюдаем обратную картину — углы падения «пластов» интрузий в основном направлены от периферии к центру и всегда довольно крутые (65—80°), часто вертикальные. Такие же крутые (70—85°) углы падения отмечаются на северном и южном контактах плутона.

В пределах плутона наиболее выражены субмеридиональные, северо-восточные и особенно северо-западные (поперечные по отношению к плутону и ко всей структуре Майтубинского антиклинория) трещины.

Внутреннее строение плутона выясняется благодаря четко выраженным первичным слоям течения и линейности, обусловленным плоскопараллельным расположением минералов таблитчатого и удлиненно-призматического габитуса (полевые шпаты, биотит, амфибол). Трахитоидность и линейность довольно легко устанавливаются в обнажениях, образцах и шлифах. Первичные слои течения почти всегда ориентированы параллельно плоскостям контакта. Трахитоидность пород наиболее ясно выражена в лейкосиенитах, нефелиновых сиенитах и трахитовых сиенитах (жильная фация), а также в приконтактных участках щелочных мелко- и среднезернистых сиенитов с калишпатом и фемическими минералами субидиоморфной формы. Линейность обусловлена присутствием параллельно расположенных кристаллов фемических минералов и часто совпадает с направлением падения плоскости трахитоидности или близка ему. Ксенолиты габбро и микрогнейсов в сиенитах обычно обтекаются трахитоидными фельдшпатитами, т. е. ведут себя как «фенокристаллы».

Общее простираание трахитоидности сиенитов в целом параллельно плоскостям контактов, падение ее в основном ориентировано к центру плутона с углами 65—85°. На структурно-петрографической карте массива (рис. 32) трахитоидность и линейность пород обрисованы в общих чертах, без указания на углы падения.

АЩИСУЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Щелочные интрузии ащисуйского комплекса представлены многочисленными небольшими телами со штокоподобной и дайкообразной морфологией (свыше 20 отдельных тел площадью от 0,5—1,0 до 5—7 км² и Шахшанский массив щелочных гранитов — 30 км²), локализующимися преимущественно в экзоконтактах Найзатасского и Жаманаульского гранитных плутонов¹⁰.

В геолого-структурном отношении щелочные плутоны приурочены к западной части Баянаульского («южная» группа) и северной части Александровского («северная» группа) антиклинориев, являющихся северо-западным продолжением Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы или Баянаул-Чингиз-Тарбагатайского срединного массива (Н. А. Севрюгин, 1965). Южная группа щелочных интрузий локализуется непосредственно в Желтауской грабен-синклинали, сложенной вулканогенно-осадочными образованиями карбона (?), девона и ордовика. К карбону (С₂₋₃?) мы предположительно отнесли субщелочные и щелочные эффузивы так называемой кайдаульской свиты, комагматичные со щелочными плутонами района. В северную группу щелочных интрузивов мы включили щелочноземельные интрузии Александровской зоны — Шахшанский плутон щелочных гранитов и гранит-порфиров («шаншальские» по Н. А. Севрюгину).

Формирование верхнепалеозойского щелочного комплекса связано с тектоническим развитием Баянаульского региона. Интрузивы щелочных сиенитов, за исключением Беркуттинского, Виржанкольского и Каратальского плутонов центрального типа, приурочены к субширотным разломам, вероятно, весьма глубокого заложения. Если крупный Баянаульский гранитный плутон центрального типа, имеющий зонально-кольцевое строение, по масштабам относится к образо-

¹⁰ Сюда не входят субщелочные и щелочноземельные интрузивы Александровской зоны (диориты, сиенодиориты, монцонииты, сиениты — более 30 тел). Н. А. Севрюгиным и В. К. Моничем они отнесены к ранневерхнепалеозойскому комплексу, хотя сейчас все они объединяются в один щелочной комплекс.

ваниям первой величины в пределах региона, то Каратальский, Беркуттинский и Биржанкольский интрузивы представляют собой кольцевые интрузивы третьей или четвертой величины.

Главные тектонические разрывы близширотного простирания разделили Александровский и Баянаульский антиклинории на ряд блоков с различной амплитудой вертикальных перемещений. Большинство глубоких расколов, отделяющих разные блоки, очевидно, имело крутое северное падение, что повлияло на внутреннее строение щелочных интрузивов.

Щелочные сиениты Южной зоны ащисуйского комплекса слагают свыше 20 разрозненных, преимущественно дайкообразных и штокообразных тел в полосе выходов известковистых песчаников верхнего девона и отчасти карбонатов (?) щелочных вулканитов. Размеры наиболее крупных массивов таковы (с запада на восток): Беркуттинский — 6×2 км; Коскольский — $4,5 \times 0,3$ км; Северный — $6 \times 0,3$ км; Центральный — $6 \times 0,2$ км; Каратальский — $2 \times 0,6$ км; Биржанкольский — $1 \times 0,7$ км и Каиндинский — $4 \times 0,4$ км. Остальные 17 тел очень мелкие: от 100×1 м до 400×3 м, причем все они имеют дайково-жильную форму. Дайковые тела вытянуты под очень острым углом к простиранию слоистости вмещающих песчаников верхнего девона. Падение их крутое ($75-90^\circ$) и обратное падению слоев боковых пород, так что они приурочены к продольным секущим трещинам в складчатой структуре верхнедевонской свиты.

Возраст щелочных интрузий комплекса многими геологами считается верхнепалеозойским (С₃—Р), чему не противоречат и данные абсолютной геохронологии (см. табл. 17).

Строение комплекса. Породы щелочного комплекса исключительно разнообразны по внешнему виду и по особенностям петрографического состава и структуры. Среди них В. К. Монич (1957) выделил две группы, или фазы, интрузивов — кварцевые и бескварцевые щелочные сиениты и содалито-нефелиновые сиениты, а Н. А. Севрюгин — четыре фазы интрузий: 1) средне- и мелкозернистые порфировидные щелочные сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты (массив Беркутты и ряд мелких интрузий); 2) среднезернистые порфировидные, часто пегматитовые щелочные граниты, занимающие северную часть Шахшанского массива, и содалито-нефелиновые сиениты, которые в виде жил прорывают щелочные сиениты первой фазы; 3) мелкозернистые порфировидные, часто пегматоидные щелочные граниты, имеющие вид штоков и жилоподобных залежей; 4) штоки и «жилоподобные» тела щелочных сиенит- и гранит-порфиров, прорывающие породы первых фаз комплекса.

Изучение взаимоотношений пород, особенностей их петрографического состава и структурных черт позволило нам выделить пять возрастных групп, включая жильные фации: 1) сиенодиориты, монзониты, диорито-сиениты; 2) щелочные сиениты (кварцевые и бескварцевые); 3) нефелиновые сиениты; 4) щелочные граниты; 5) дайковые и жильные тела щелочных сиенит-порфиров, сиенит-аплитов, сиенито-пегматитов и гранит-порфиров.

Щелочноземельные интрузии (монзониты, диорито-сиениты и т. д.) в виде штоков и дайкоподобных тел размером от $0,5 \times 0,2$ км до 6×4 км в основном слагают массивы «северной» Александровской зоны. Генетически эта сложная группа пород, часть которых, вероятно, имеет магматическое происхождение, представляет раннюю фазу Баянаульского щелочного комплекса. Некоторые породы, возможно, гибридного или контаминационно-ассимиляционного генезиса.

Породы главной интрузивной фазы образуют основную массу щелочного комплекса и представлены разновидностями от кварцевых щелочных сиенитов до меланократовых щелочных сиенитов (сумма фемических минералов равна 25—40%). Между разновидностями пород этой группы почти всегда существуют постепенные переходы.

Нефелиновые сиениты распространены нешироко (0,3—0,5% от общей площади щелочносиенитовых интрузий района). В. К. Моничем (1957) они были установлены в «Центральном» интрузиве, на участке Каратал и в Биржанкольском трубчатом штоке. Нами нефелиновые сиениты обнаружены также в «Центральном» и Коскольском плутонах (600×10 м) и северо-западнее Каратальского интрузива (300×20 м).

Щелочные граниты в районе слагают самостоятельный плутон — Шахпанский (6×4 км) — и краевые фации Баянаульского, Найзатасского, Жаманаульского, Жельтауского и других гранитных массивов региона. Ранее они относились к аляскитам (Монич, 1957).

Дайковые и жильные фации щелочного комплекса протяженностью обычно 100—500 м и мощностью 0,5—3 м представлены сиенит-пегматитами, жильными сиенитами, щелочными сиенит-порфирами и гранит-порфирами.

Наиболее крупным и интересным в практическом отношении является Каратальский центральный шток ($2 \times 0,7$ км). Остальные тела небольшие по размеру (0,01—0,1 км²).

КАРАТАЛЬСКИЙ МАССИВ

Этот интрузив располагается на северо-западном экзоконтакте Жаманаульского гранитного массива, занимая правый склон р. Каратал. В плане он имеет форму несколько вытянутого штока длиной 2 км и шириной 0,7—1,0 км (рис. 33). Южная граница массива большей частью совпадает с широкой (200—300 м) заболоченной долиной ручья Каратал, северная его граница проходит по правому берегу р. Каратал, где обнажаются известковистые песчаники верхнего девона. Естественная обнаженность интрузива плохая. Каменный делювиально-элювиальный материал в виде сплошных россыпей покрывает лишь вершину и склоны отдельных мелких сопков. Скальные выходы пород довольно редки. К началу нашей работы весь интрузив Майкаинской ГРЭ в 1959—1960 гг. был расканавлен профилями через каждые 25—50 м.

Вмещающими породами массива являются известковистые полимиктовые песчаники верхнего девона, смятые в крутые складки, простирающиеся по азимуту 310—330°. Песчаники состоят из калишпата, плагиоклаза, кварца и обломков пород, среди которых определяются кремнистые алевролиты, яшмовидные породы, кварц и плагиоклазовые порфиры. Цемент песчаника карбонатно-алевролитовый. В приконтактных участках известковистые песчаники слегка скарнированы. По составу скарны пироксен-гранат-магнетитовые. Размеры их небольшие — от нескольких сантиметров до $0,5—1,5 \times 10$ м.

Щелочные и нефелиновые сиениты Каратальского интрузива явно секутся гранитами и граносиенитами Жаманаульского и Жельтауского плутонов.

Формирование Каратальского интрузива протекало в три интрузивные фазы (возрастные группы). Вначале происходило поднятие щелочносиенитового расплава, из которого образовались породы, слагающие периферические участки интрузива. Во вторую интрузивную

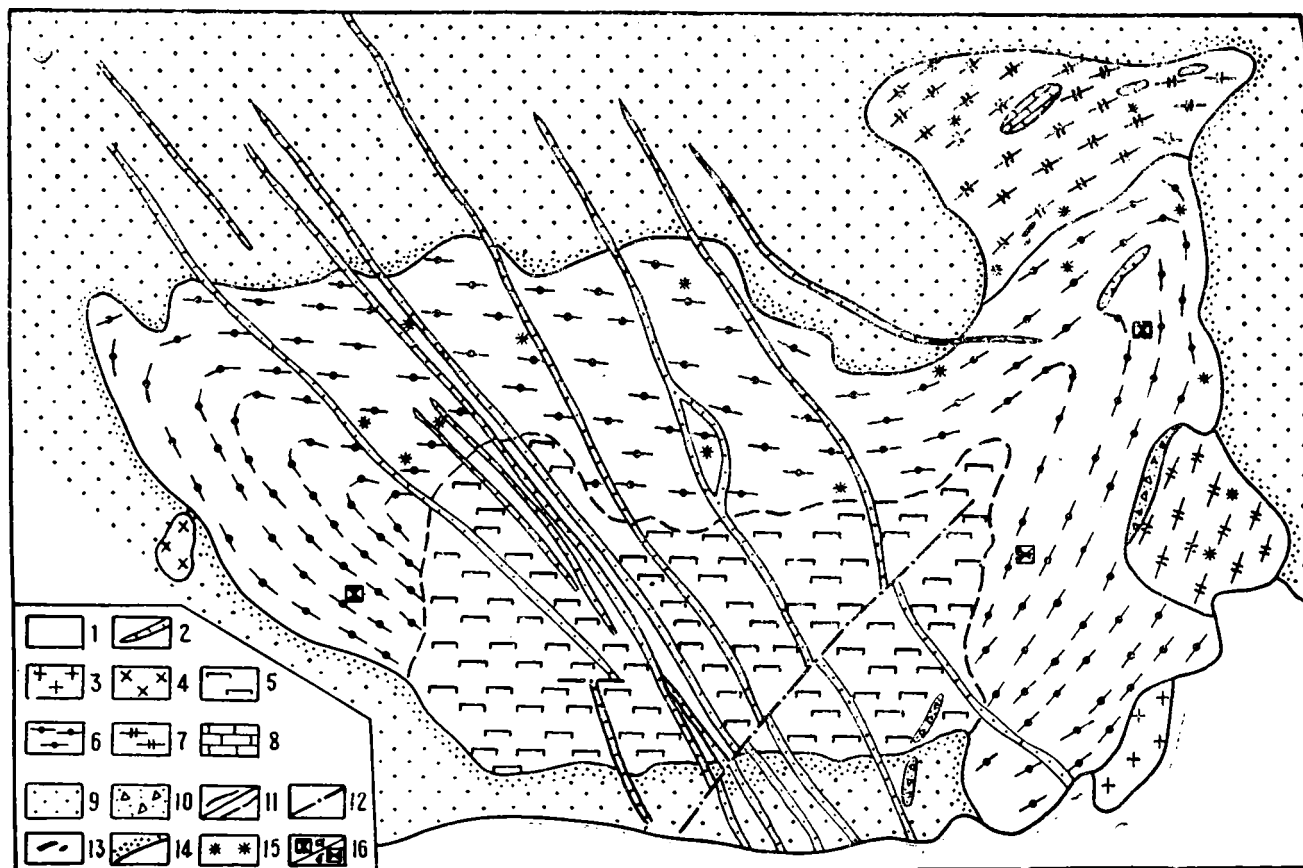


Рис. 33. Схематическая геолого-петрографическая карта Каратальского месторождения нефелиновых руд. Составил А. Н. Нурлыбаев. 1 — четвертичные отложения; 2 — сиенит-порфиры; 3 — лейкократовые граниты; 4 — граносиениты; 5 — либнеритовые сиениты; 6 — нефелиновые сиениты; 7 — щелочные сиениты; 8 — известняки верхнего девона; 9 — известковистые песчаники верхнего девона; 10 — брекчии, конгломераты верхнего девона; 11 — установленные и предполагаемые контакты; 12 — тектонические нарушения; 13 — магнетитовые проявления; 14 — ороговикование в породах девона; 15 — содалитизация; 16 — места опробования.

фазу шло внедрение нефелин-сиенитового магматического расплава, давшего породы, формирующие центральную часть штока. Третью интрузивную фазу выполняют жильные интрузии — сиенит-порфиры, секущие нефелиновые сиениты поперек удлинения штока. Азимуты простирания дайки $310—335^\circ$, т. е. согласные с азимутами простирания вмещающих песчаников верхнего девона. Причем дайки в равной степени секут граниты Жаманаульского массива. Ширина дайкового «пояса» $400—600$ м, по протяженности $5—10$ км. Вполне возможно, что сиенит-порфировые дайки связаны с более поздними проявлениями магматизма в верхнем палеозое ($P_1—P_2$) или мезозое, поскольку они секут щелочные интрузии и граниты Жаманаульского массива, абсолютный возраст которого определяется в $280—250$ млн. лет.

При изучении щелочных интрузий района нами впервые установлено концентрически-зональное и кольцевое строение Каратальского, а также Биржанкольского и Беркуттинского интрузивов, зональность в которых заключается в следующем: по периферии массивы сложены граносиенитами и кварцевыми щелочными сиенитами, а центральная их часть — мезократовыми и лейкократовыми щелочными сиенитами.

Щелочные и нефелиновые сиениты Каратальского штока характеризуются трахитоидным строением. Интрузивная их природа установлена по структурным линиям течения (прерывистые потоки призматических кристаллов гастингсита, пироксена и лепидомелана, ориентированные в одном направлении параллельно с плоскостной ориентировкой лейстовидных кристаллов полевого шпата). Измерения линейной и плоскостной ориентировки минералов трахитоидных нефелиновых сиенитов (содалит-нефелиновых, по В. К. Моничу) показали, что интрузив имеет довольно крутое залегание ($70—85^\circ$) с преимущественным наклоном в сторону центра. Щелочные сиениты интрузива в контактовых зонах отличаются такситовым строением и неравномерным распределением меланократового и мезократового мелкозернистого и среднезернистого материала.

В северо-восточной части интрузива среди щелочных и нефелиновых сиенитов наблюдались различной формы и размера (50×3 м и 200×30 м) ксенолиты известняков, конгломератов и алевритистых песчаников, очень часто вытянутые в направлении, совпадающем или близком к ориентировке контактовой поверхности. Вокруг ксенолитов нередко отмечается узкая ($5—10$ мм) оторочка из фемических минералов, в основном пироксена и биотита.

Трахитоидность, линейность, расположение шпиров в трахитоидных породах, изменение углов падения в направлении вытянутых минералов, как и ориентировка шпировидных обособлений цветных минералов и ксенолитов, подтверждают концентрически-кольцевое строение описываемого плутона.

Жильные породы представлены небольшими (длиной $5—20$ м и мощностью от $0,5$ до 5 см) пегматитами содалит-полевошпатово-гастингситового состава, а также сиенит-аплитами. Изучение трещиноватости показало, что среди щелочных пород массива наиболее четко выражены субширотные (продольные) и северо-западные ($310—340^\circ$, падение $85—90^\circ$) трещины, залеченные дайками сиенит-порфиров. Субширотные и северо-восточные трещины, нередко совпадающие с направлением линий течения, длинные ($200—500$ м и больше), с четкими поверхностями излома. В западной части интрузива эти трещины иногда выполнены сиенит-пегматитами и сиенит-аплитами.

АБАЕВСКИЙ МАССИВ

Массив расположен к юго-западу от г. Семипалатинска и к северу от районного центра Абай, недалеко от автомобильной трассы Абай — Семипалатинск. Он прорывает гранодиориты, сиенито-диориты и монзониты массива Бакшоки раннегерцинского (C_{1+2}) возраста, карбонатные отложения фамена и турне, а также эффузивные комагматы комплекса так называемой кайдаульской свиты, среднедевонский возраст которой оспаривается многими исследователями.

В тектоническом отношении массив приурочен к месту пересечения разлома северо-восточного простирания глубинным разломом, отделяющим Чингизский геосинклинарий от Жарминской переходной зоны. Массив представляет собой изометричное тело площадью около 9 км^2 , несколько вытянутое в широтном направлении. Оно имеет четко выраженное концентрически-зональное строение и коническую форму (рис. 34) с преобладающим падением контактов от периферии к центру под углами $65\text{—}90^\circ$, но в некоторых участках возможно и обратное падение, близкое к вертикальному. Верхний возрастной предел щелочного комплекса района — верхнепалеозойский, как описано выше, приблизительно устанавливается по данным радиологических определений (280—300 млн. лет, см. табл. 17).

Строение массива. Абаевский (Кшиординский, по В. Н. Зырянову) щелочной плутон характеризуется довольно сложным и многофазным строением, хотя некоторые геологи неправильно считают его однофазным (В. Н. Зырянов, 1969).

В настоящее время большинство исследователей у нас и за рубежом концентрически-зональные и кольцевые интрузивы, такие, как наши, единодушно относят к многофазным интрузиям центрального типа, сформировавшимся в результате многократного внедрения различного по составу магматического расплава по коническим разломам (Куплетский, 1937; Яшина, 1962 и др.). Такие конические и кольцевые разломы обычно характерны для платформенных областей.

В строении массива участвуют следующие возрастные группы пород (снизу вверх): 1) ранняя фаза — щелочные сиениты; 2) вторая интрузивная фаза — сиенит-пегматиты в виде даек и жил; 3) третья фаза, давшая главную массу пород, — нефелиновые сиениты крупнозернистой структуры; 4) трахитоидные нефелиновые сиениты, слагающие центральную часть массива; 5) сиенит-порфиры; 6) гранит-пегматиты, кварцевые щелочные сиениты.

Внешняя зона массива (полоса в 100—300 м) выполнена розовыми и серыми щелочными сиенитами крупнокристаллического и пегматоидного облика. К зоне их развития приурочена серия мелких (длиной 10—200 м) и протяженных (до 2 км) жил сиенит-пегматитов мощностью от нескольких сантиметров до 1,5—2 м в раздувах. Протяженная кольцевая жила (условно II зона) сиенит-пегматитов имеет мощность от 0,5 до 2 м. В большинстве случаев пегматитовые жилы приурочены к крутопадающим ($65\text{—}80^\circ$) кольцевым и радиальным трещинам.

Следующая (третья от периферии) за пегматитовой зона массива сложена светло-серыми средне- и крупнокристаллическими нефелиновыми сиенитами. Ширина, или мощность, этой зоны колеблется от 100 до 800 м. Возможно, первоначальная мощность ее до наложения послемагматических процессов — либнеритизации и калишпатизации,

по-видимому, была более или менее постоянной (800—1000 м). Почти без изменения сохранилась западная половина (см. рис. 34), а от восточной в свежем виде остались лишь отдельные «островки» среди либнеритизированных или целиком замещенных либнеритом эпинефелиновых сиенитов. Нефелиновые и либнеритизированные нефелиновые сиениты III зоны слагают почти $\frac{2}{3}$ данного массива.

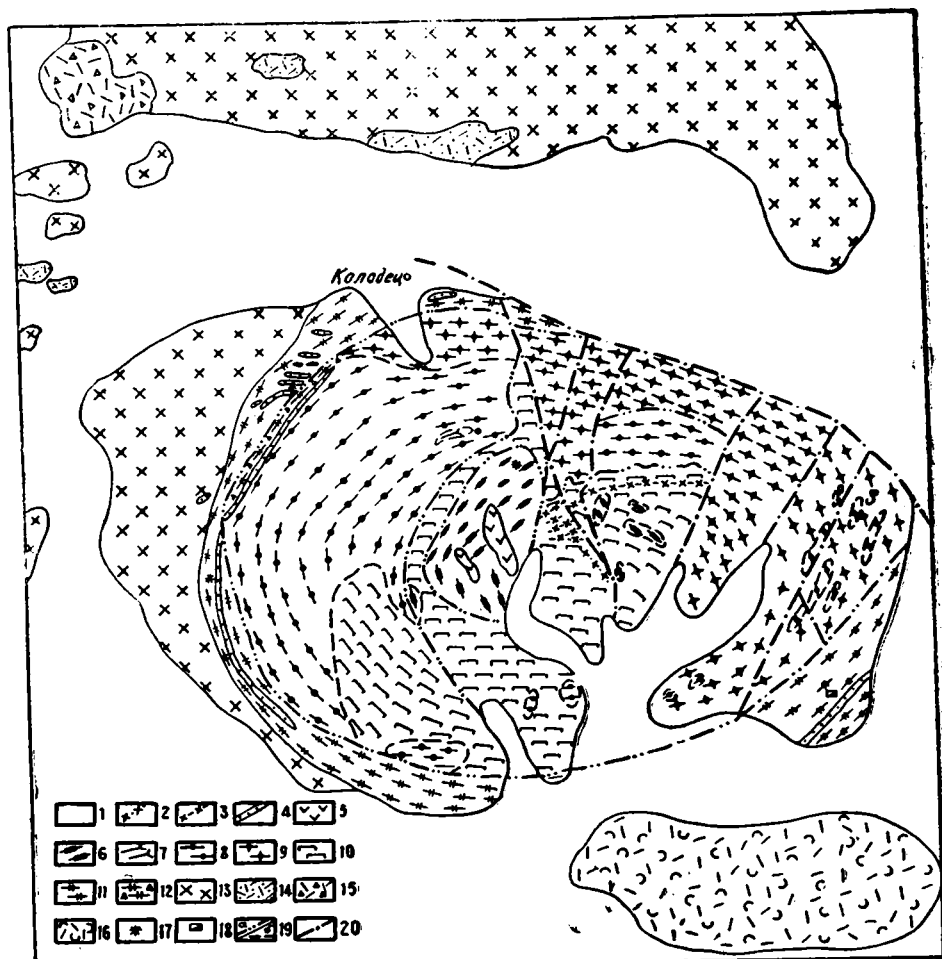


Рис. 34. Схематическая геолого-петрографическая карта нефелиновых руд Абаевского массива. Составил А. Н. Нурлыбаев. 1 — четвертичные отложения; 2 — кварцевые сиенит-пегматиты и сиенит-аплиты; 3 — сиенит-аплиты, жилльные сиениты; 4 — крупнокристаллические сиенит-пегматиты; 5 — сиенит-порфиры (субвулканические); 6 — трахитоидные нефелиновые сиениты; 7 — мелкозернистые нефелиновые сиениты с такситовой текстурой; 8 — крупно- и среднекристаллические нефелиновые сиениты с трахитоидной структурой; 9 — либнеритизированные нефелиновые сиениты; 10 — либнеритовые (эпинефелиновые) сиениты; 11 — щелочные сиениты с трахитоидной структурой; 12 — брекчированные щелочные сиениты; 13 — сиенито-диориты, монзониты; 14 — щелочные эффузивы, трахиандезиты, трахидациты, трахиты; 15 — пирокластические породы (туфы и туфобрекчии трахиандезитов и трахитов, окварцованные); 16 — туфы и туфолавы трахидацитов, трахитов; 17 — видимая минерализация редких элементов; 18 — магнетитовые проявления; 19 — установленные (а) и предполагаемые (б) контакты; 20 — тектонические нарушения.

Внутренняя (IV) зона массива представлена серовато-розовыми средне- и крупнокристаллическими трахитоидными нефелиновыми сиенитами, которые заметно отличаются от предыдущих, во-первых, ориентированным расположением таблитчатых кристаллов калишпата, во-вторых, резко выраженной трахитоидной текстурой, в-третьих, цеолитизированным красным нефелином. Диаметр внутренней зоны $1 \times 1,3$ км. Трахитоидные нефелиновые сиениты интенсивно мусковитизированы (либнеритизированы). Восточная половина залежи целиком превращена в либнеритовые сиениты с реликтовыми островками неизмененных нефелиновых сиенитов размером 10×30 и 30×50 м.

В центральной части массива среди трахитоидных нефелиновых сиенитов залегают два небольших штокообразных тела (50×150 м и 400×100 м), по составу отвечающих кварцсодержащему сиенит-порфиру (или, вернее, кварцевому щелочному сиениту). Они, по-видимому, представляют собой жерло когда-то существовавшего вулканического аппарата. От этих основных жерловых тел к востоку отходят второстепенные «выводные каналы», образующие серию даек и жил, по минералогическому составу совершенно тождественных основным жерловым телам. Минералогический состав (%): микроклин-пертит — 70—80, кварц — 5—12, цветные минералы (гастингсит и эгирин) — 4—10, циркон, малакон, гематит и другие. Химический состав кварцевых щелочных сиенитов (%): SiO_2 —54—62, Al_2O_3 —15—19; Na_2O —7—10, K_2O —5—6,7, Fe_2O_3 —3,5—11.

Жильная серия в Абаевском массиве распространена сравнительно нешироко. Дайки приурочены то к крутопадающим кольцевым, то к радиальным трещинам отдельности. Мощность их от 10 до 50 см при протяженности 100—150 м, реже 500 м. По составу среди даек выделяются (от древних к молодым) нефелин-сиенитовые пегматиты, аплиты, бостониты, нефелиновые сиенит-аплиты, жильные нефелиновые сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты.

Четко выраженная трахитоидная текстура щелочных и нефелиновых сиенитов массива, проявившаяся в параллельно-плоскостной ориентировке призматических кристаллов полевых шпатов, позволила нам составить структурно-петрографическую карту плутона (рис. 34), на основании которой, а также схематических геологических разрезов можно предполагать, что щелочной плутон имеет форму асимметричной воронки с крутыми северными и западными (70 — 85°) контактами и несколько пологими восточными и южными (55 — 70°). В современном эрозионном срезе щелочные интрузии слагают трубчатое тело, в плане напоминающее сечение яйца. Размер плутона $3,5 \times 2,5$ км. Большая часть контакта центрального тела трахитоидных нефелиновых сиенитов с крупнозернистыми нефелиновыми сиенитами осложнена коническими тектоническими нарушениями, а также разрывами северо-восточного простирания. Разломы и трещины нередко крутые (75 — 80°) до вертикальных (угол 90°). Соответственно крутые и дайковые и жильные тела часто залечивают конические разрывы и трещины. Коническая форма интрузии подчеркивается и дугообразным, концентрическим, повторяющим форму контактов интрузии расположением трахитоидности с наклоном по направлению к центру массива под углом 65 — 90° . Отличие конической интрузии от кольцевых, как видно, заключается в том, что она обладает четко выраженной трахитоидностью и более пологим наклоном к центру по сравнению с близким к вертикальному в кольцевых.

Установленное концентрически-зональное строение массива, многократное проявление интрузивной деятельности, наличие конических разломов четко указывают на принадлежность изученного массива к

центральной интрузией. Формирование массива сопровождалось изменением состава магмы с направлением эволюции ее в сторону обогащения щелочами. Следует отметить, что широко проявленная в пределах массива после его образования дизъюнктивная тектоника, выраженная в образовании радиальных разрывов, и сильно проявленные процессы постмагматических изменений несколько затрудняют расшифровку структуры массива.

Постмагматические изменения в массиве, очевидно, связаны со щелочным метасоматозом и протекали, вероятно, в несколько фаз. Они выражены достаточно интенсивно и на значительных площадях. Постмагматический этап минералообразования скорее всего начался с процесса мусковитизации, соответствующего стадии раннего калиевого метасоматоза, и заключается в замене нефелина мусковитом. Увеличение при этом активности натрия способствует развитию метасоматических пертитов, преобразованию феррогастингсита в рибекит и эгирин, а выделяющегося в результате преобразования темноцветных кальция — в флюорит.

При значительном повышении активности натрия и некотором привносе его в более позднюю, высокотемпературную стадию процесс мусковитизации сменяется альбитизацией пород (как щелочных, нефелиновых, так и мусковитизированных сиенитов), заключающейся в замене калиевого полевого шпата альбитом. Увеличение щелочности растворов при возрастании окислительного потенциала способствует образованию эгирина за счет щелочных амфиболов. Породы, возникающие в результате альбитизации, близки по составу к мариуполитам (Елисеев и др., 1965).

На смену альбитизации пород Абаевского массива пришла либнеритизация, развитая по локальным зонам с четко выраженным тектоническим контролем вдоль радиальных и кольцевых разломов, не подчиняясь структуре массива. Либнеритизация пород — процесс более низкотемпературный (около 300°). Нефелин замещается либнеритом (а не мусковитом), цеолитом, содалитом, темноцветные минералы — либнеритом с выделением рудного. В процессе либнеритизации, захватившей все разновидности пород массива, происходит интенсивная пелитизация калишпата, в результате породы приобретают характерные ярко-розовые, мясо-красные тона. «Материнская» порода для либнеритовых сиенитов устанавливается по структуре и по характеру псевдоморфоз.

В процессе либнеритизации увеличивается количество флюорита. Очевидно, заключительной стадией постмагматических изменений в пределах массива является развитие содалита, натролита по нефелину и пренита по полевым шпатам в зонах альбитизированных нефелиновых сиенитов. Образование этих минералов происходит, вероятно, одновременно с либнеритизацией и связано со стадией низкотемпературного натриево-кальциевого метасоматоза. Контактные изменения пород Бакшокинского массива, вмещающего Абаевский массив, не наблюдались, так как контакт на всем протяжении задержан. На юго-восточном контакте массива встречены отдельные выходы мелкозернистых биотит-калишпат-кварцевых и кварц-полевошпатовых роговиков, развитых скорее всего по эффузивно-осадочным отложениям сарыбидайской свиты среднего ордовика.

БОРСЫКСАЙСКИЙ КОМПЛЕКС

К борсыксайскому щелочному магматическому комплексу в Мугоджарах относятся щелочные и субщелочные породы Мугоджарско-

го антиклинория, слагающие плутоны Борсыксай, Карасор, Милысай, Есекжал, Борлы и другие. Петрографический состав этих массивов изменяется от субщелочных сиенит-порфиров, монцонитов через щелочные сиениты до нефелиновых сиенитов. Сюда же непосредственно примыкают щелочногранитоидные интрузивы Акбулаксайский, Кайракт, Тикбута, Талдысай и другие. Состав их варьирует от нормальных лейкократовых гранитов через биотитовые разности до типичных щелочных (рибекитовых, арфведсонитовых, эгириновых) гранитов. Ранее эти массивы всеми исследователями региона относились к разряду нормальных гранитов. При тщательном исследовании среди гранитных интрузий региона были выделены щелочные разновидности, обычно слагающие эндоконтактные и апикальные части плутонов.

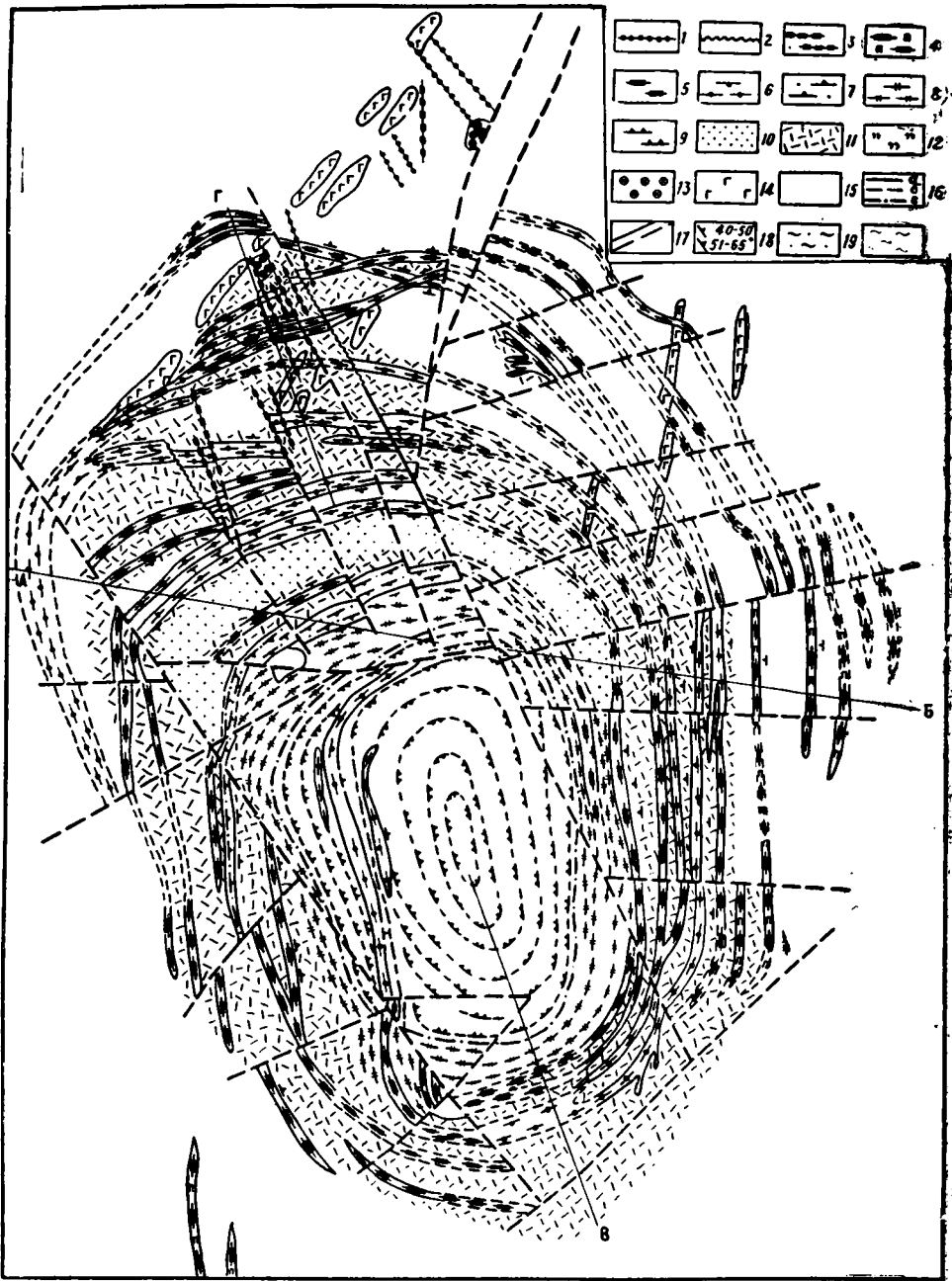
Эффузивным эквивалентом Борсыксайского комплекса, по-видимому, является липарит-андезитовая формация (D_1-C_1), распространенная в тех же структурно-фациальных зонах и пространственно тесно связанная с ними. Среди этих вулканитов обнаруживаются субщелочные (трахилипариты, трахиандезиты) и щелочные (трахиты) разности. На комагматичность эффузивных и плутонических образований указывают следующие факты: 1) повышенная щелочность ($\Sigma R_2O = 8-10\%$; коэффициенты алкаитности, варьирующие от 0,8 до 1,2); 2) идентичный типоморфный состав аксессуарных минералов (колумбит, пироклор, циркон бурый, монацит); 3) характерная или аналогичная геохимическая специализация.

Наиболее типичными представителями борсыксайского комплекса являются массивы Борсыксай и Карасор, расположенные в Старо-Карабутакской грабен-синклинали и приуроченные к меридиональной зоне Старо-Карабутакского глубинного разлома. В той же зоне, на восточном склоне Мугоджарского мегантиклинория, находятся все известные в Мугоджарах интрузивы щелочногранитной формации: Борсыксайский, Карасорский, Копысай, Приозерный и Акбулаксайский гранитные массивы, Уймола, Карабутакский и др. Они образуют «карабутакский» пояс щелочных интрузий, протягивающийся на расстояние до 120—150 км. Второй пояс щелочных (и субщелочных) интрузий расположен параллельно первому и назван нами «талдык-кайрактинским». На юге он сложен двумя массивами — Улыталдыкским монцонитовым и Милысайским сиенитовым, на севере — огромным (90×10 км) гранитным плутоном — Кайрактинским. В составе их, несомненно, имеются типичные щелочные фации от щелочных гранитов через щелочные сиениты до нефелиновых пород. Мало того, эти же щелочные плутоны, очевидно, сопровождаются субвулканическими¹¹ и вулканическими эквивалентами, образуя единый вулкано-плутонический комплекс.

БОРСЫКСАЙСКИЙ ИНТРУЗИВ

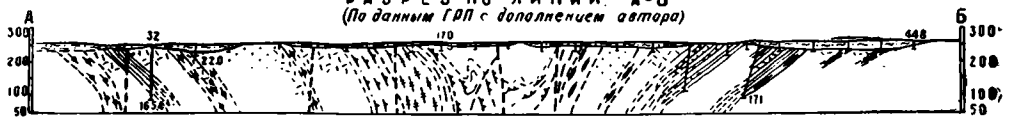
Интрузив находится к юго-западу от пос. Карабута. Структурно он расположен в зоне глубинных разломов меридионального направления, прослеживающихся в области сопряжения двух крупных структур первого порядка: Мугоджарского антиклинория и Иргизского синклинория. Плутон приурочен к участку сочленения долго-

¹¹ Среди субщелочных и щелочных (от трахиандезитов до щелочных трахитов и даже фонолитов) эффузивов так называемого среднего девона (алабаская и паншарская свиты) встречены мелкие штоки и дайковые тела сиенит-порфиров, монцонит-порфиров и щелочных сиенитов, представляющие субвулканические и жерловые фации щелочных интрузий района.



- | | | | |
|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| 5 | 6 | 7 | 8 |
| 9 | 10 | 11 | 12 |
| 13 | 14 | 15 | 16 |
| 17 | 18 | 19 | |

РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А-Б
(по данным ГРП с дополнением автора)



РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ В-Г



живущих разломов меридионального и близширотного простирания (рис. 35).

Вмещающими породами плутона являются биотитовые плагиогнейсы с прослоями амфиболитов и пластовыми телами гранито-гнейсов. Гнейсовидность метаморфических пород простирается в субмеридиональном направлении ($340-10^\circ$) с падением на запад под углами $70-90^\circ$.

Помимо метаморфических толщ докембрия боковыми породами щелочного интрузива являются кварцевые диориты в виде небольших штокообразных тел площадью до $0,01 \text{ км}^2$. Возраст диоритов считается позднекаледонским.

Строение плутона. Интрузив характеризуется довольно сложным и многофазным строением. Первая возрастная группа пород представлена щелочными сиенитами, залегающими в тектонически ослабленной зоне гнейсовой и гнейсово-сланцевой толщ. Ко второй возрастной группе относятся нефелиновые сиениты (дайки и штоки), хотя мы допускаем и обратную последовательность, о чем подробнее будет сказано ниже. К третьей группе принадлежат сиенит-аплиты и щелочные пегматиты (мусковит-полевошпатовые, нефелин-микроклиновые и др.), к четвертой — сиенит-порфировые жилы, встречающиеся на северо-западном экзоконтакте щелочного массива. К пятой возрастной группе относятся жильные граниты аляскитового состава, гранит-аплиты и гранит-пегматиты.

По данным Г. И. Водорезова и Л. И. Киселева (1956), последовательность щелочных пород Борсыксайского массива выглядит несколько иначе: а) щелочные сиениты; б) жильные сиенит-аплиты и пегматиты; в) жильные либнеритовые сиениты; г) жильные нефелиновые сиениты и нефелиновые пегматиты. Причем последние две разновидности в какой-то степени формировались одновременно, хотя завершающими фазами магматических расплавов были нефелиновые пегматиты. Иначе говоря, названные авторы выделяют три фазы — щелочные сиениты, жильные нефелиновые сиениты и жильные миаскитовые сиениты. Почти такого же взгляда придерживаются и другие геологи.

А. В. Волошин устанавливает такой порядок образования щелочных пород массива: а) нефелиновые и щелочные сиениты; б) сиенит-аплиты и сиенит-порфиры; в) жильные аляскитовые граниты и кварц-полевошпатовые породы, т. е. магматическая фаза началась со щелочных пород и закончилась кислыми.

Рис. 35. Схематическая структурно-петрографическая карта Борсыксайского щелочного массива. Составил А. Н. Нурлыбаев по материалам В. Г. Агаджаняна, В. Д. Ефремова, Е. П. Ширай, А. Т. Бекботаева и собственных наблюдений. В верхнепалеозойский интрузивный комплекс: 1 — дайки сиенит-порфиров, святоносиков; 2 — дайки граносиенит-аплитов; 3 — дайки сиенит-аплитов трахитоидного облика; 4 — либнеритовые сиенит-пегматиты; 5 — либнеритовые (эпинефелиновые) сиениты; 6 — нефелиновые сиениты: эгириновые, биотитовые, содалитовые, амфиболовые (слаботрахитоидные и полосчатые); 7 — трахитоидные нефелиновые сиениты; 8 — биотитовые щелочные сиениты; 9 — щелочные сиениты: амфиболовые, пироксеновые, амфибол-биотитовые; 10 — зоны интенсивной содалитизации; 11 — участки и зоны фенитизации и мигматитов; 12 — зона либнеритизированных пород. Среднепалеозойский интрузивный комплекс: 13 — диориты, кварцевые диориты; 14 — габбро, габбро-амфиболиты ($Pz_2?$); 15 — вмещающие породы щелочного массива: плагиогранито-гнейсы, гранито-гнейсы, различные кристаллические сланцы допалеозоя; 16 — границы: а — стратиграфического и интрузивного контакта, б — предполагаемые, в — постепенного перехода; 17 — разрывы установленные и предполагаемые; 18 — азимуты падения даек и пластовых интрузивов; 19 — мезозойская кора выветривания.

А. Т. Бекботаев выделяет три последовательные фазы: а) щелочные сиениты, слагающие штокообразные, несколько вытянутые в субмеридиональном направлении тела с многочисленными апофизами и инъекциями по слоистости и сланцеватости метаморфических пород; б) нефелиновые сиениты, образующие дайкообразные тела субмеридионального и субширотного простирания; в) сиенит-аплиты и сиенит-порфиры, локализованные вдоль более поздних трещинных зон северо-западного простирания.

Морфология и внутреннее строение щелочных интрузий Борсыксайского плутона. Несмотря на длительный период изучения плутона (в 1934 г. был открыт, а с 1947 по 1962 г. с небольшими перерывами изучался многими союзными и казахстанскими учреждениями), многие вопросы его морфологии и внутреннего строения до сих пор не решены. Следует отметить, что породы массива как рудо локализирующие тела хотя и разведывались детально, но до сих пор не составлены их геологическая и структурно-петрографическая карты. Мы предлагаем вариант структурно-петрографической карты (рис. 35), допуская, что такая схема более приемлема и, очевидно, больше отвечает Борсыксайскому массиву, чем прежние.

Трудность расшифровки внутреннего строения и морфологии плутона заключается, во-первых, в чрезвычайно плохой обнаженности слагающих его пород (более 80% площади массива закрыто рыхлыми отложениями коры выветривания и делювием). Во-вторых, интенсивные постмагматические (автометасоматические) и экзогенные процессы существенным образом изменили первичный облик и состав интрузивных пород. В-третьих, очень частая «перемежаемость» щелочных интрузий с боковыми породами — гранито-гнейсами, мигматитами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, а также их многочисленными ксенолитами — усугубила сложное строение массива.

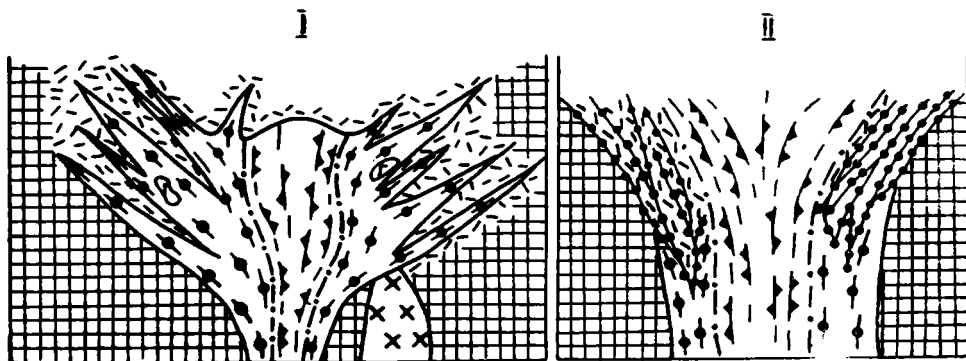


Рис. 36. Схема формирования щелочных массивов Борсыксай и Карасор в Мугоджарах.

Итак, морфология и внутреннее строение Борсыксайского массива устанавливаются нами по данным редких обнажений, с одной стороны, и данных картировочных скважин и горных выработок — с другой. Мы считаем, что общая форма плутона скорее всего соответствует интрузиям центрального типа, обладающим концентрически-зональным¹² и кольцевым строением (рис. 36). Это подтверждается рядом неопровержимых фактов.

¹² О зональности строения пород массива говорилось А. В. Волошиным и Е. П. Шираем в 1962—1963 гг.

1. Пластовые (или дайковые) интрузии нефелиновых сиенитов северной части (рудные зоны I—III) массива простираются субширотно с соответствующими изгибами на юго-запад и юго-восток (см. рис. 35, 36) с азимутом падения то на север ($70—85^\circ$), то на юг ($50—70^\circ$). Пластовые тела у восточной части массива также простираются субмеридионально (север-северо-запад, север-северо-восток) с углами падения $40—70^\circ$ на запад-юго-запад и северо-запад. Дайковые тела пород западного и южного участков массива в большинстве случаев по простирацию ориентированы в близширотном (на юг) и северо-западном направлениях. Углы падения ($45—75^\circ$) «пластов» направлены внутрь плутона.

2. Азимуты падения щелочных сиенитов (центрального штока), вероятно, также со всех сторон ориентированы к центру плутона ($55—80^\circ$).

3. Плоскопараллельная ориентировка удлиненных кристаллов полевого шпата и фемических минералов, а также трахитоидность и полосчатость щелочных и нефелиновых сиенитов находятся в согласии с контактовой поверхностью как центрального штока, так и пластовых интрузий. Им соответствуют и углы падения ориентированных кристаллов ($50—75^\circ$) и трахитоидности.

4. Общие (усредненные) количества чередующихся «пластов» (дайковых тел) нефелиновых (и либнеритовых) сиенитов в отдельных участках массива почти близки между собой.

5. Концентрическое расположение дайковых тел нефелиновых сиенитов вокруг ядра щелочных сиенитов подтверждается данными магнитной и гамма-съемки. Магнитные и гамма-аномалии локального и узкоплощадного характера, территориально приуроченные к дайковым зонам фельдшпатоидных пород массива, хорошо отбивают контуры пластовых интрузий, располагающихся более или менее равномерно вокруг центрального штока.

6. Повышенный геохимический фон отдельных элементов (Zr, Nb, TR, Th), характерных для интрузий нефелиновых сиенитов, четко определяет контуры овально-кругового очертания, хорошо согласующиеся с указанными выше признаками.

7. Пластовые интрузии фельдшпатоидных пород имеют согласные контакты с боковыми породами западной и восточной зон «дайковых» полей и резко секущие по отношению к простирацию гнейсовидности и сланцеватости вмещающих пород северного и южного участков.

8. Радиальный характер трещинной тектоники щелочносиенитового ядра и даже пластовых интрузий нефелиновых сиенитов, конечно, несколько усложненный экзокинетическими трещинами рамы, подновлявшимися неоднократно уже после становления щелочного плутона глубинными разломами региона.

9. Близкокруговая ориентировка ксенолитов из вмещающих пород (гнейсов, сланцев, амфиболитов и других) и тела габбро-амфиболитов и диоритов.

10. Наконец, довольно сложный состав интрузий массива — от кварцевых диоритов (монзонитов) через субщелочные граниты и граносиениты до щелочных и нефелиновых сиенитов (миаскитов), в завершающем этапе венчающихся сиенит-аплитами и сиенит-порфирами, а также аляскитовыми гранитами. Такой порядок внедрения интрузий обычно типичен для кольцевых интрузивов центрального типа.

Ранее Борсыксайский интрузив одними исследователями рассматривался как штокообразное тело (Г. И. Водорезов, Л. И. Киселев и др.), другими (А. В. Волошин, А. Бекботаев и др.) — как тело, имею-

щее форму лакколита, т. е. вытянутое согласно с вмещающими породами. Если массив имеет форму лакколита, то он довольно сложный, напоминает вид кедрового дерева (рис. 36). При этом допущении ядро плутона сложено щелочными биотит-амфиболовыми сиенитами, а периферия — нефелиновыми сиенитами. Таким образом, кольцевое расположение дайковых интрузий нефелиновых (и либнеритовых) сиенитов вокруг сиенитового ядра вполне доказывается указанными выше фактами.

Зональность пород плутона, по нашим данным, от центра к периферии выглядит так: меланократовые амфиболовые сиениты (ядро) — биотитовые сиениты — либнеритовые сиениты — нефелиновые сиениты (рис. 35) — альбитизированные сиениты и альбититы — фениты — сиенит-порфиры — сиенит-аплиты — аляскистые граниты. Последняя группа пород — сиенит-порфиры — сиенит-аплиты и аляски — по структурной приуроченности несколько отличается от общей кольцевой структуры щелочного плутона и больше всего соответствует близмеридиональному простиранию щелочногранитоидных массивов — Кайрактинского и Акбулаксайского. По-видимому, к ним они генетически ближе, чем к фельдшпатитам.

В связи с большим количеством в различной степени ассимилированных и измененных вмещающих пород внутри сиенитов и наличием многочисленных жильных («пластовых») тел щелочных интрузий вокруг интрузив не имеет четких границ с боковыми породами и большей частью приобретает структуру «слоеного пирога».

По данным исследований А. В. Волошина, Е. П. Ширая и В. Л. Ефремова, Борсыксайский массив имеет несколько иное, зональное строение.

А. Центральная зона (ядро) сложена биотитовыми и двуслюдистыми (биотит-мусковит) сиенитами с линзами (выделено нами. — А. Н.) нефелиновых сиенитов.

Б. Эндоконтактовая зона отличается весьма сложной структурой («слоеный пирог») и большим разнообразием слагающих ее пород. В пределах зоны щелочные породы залегают в виде сложных по составу полосчатых тел, разделенных большим количеством маломощных перегородок, выполненных вмещающими породами. В этой же зоне максимально распространены нефелиновые сиениты, которые слагают более мощные тела в северной части плутона, где фельдшпатиты залегают резко несогласно по отношению к боковым породам. Помимо нефелиновых встречаются кварцевые и биотитовые щелочные сиениты, а также альбититы и фениты. Ширина зоны в различных участках плутона колеблется от 200 до 1700 м.

В. Экзоконтактовая зона отличается от эндоконтактовой меньшим распространением фельдшпатитов, имеющих еще более пестрый состав. В пределах этой зоны интрузивные «дайковые» породы представлены нефелиновыми сиенитами, граносиенитами, сиенит-порфирами, сиенит-аплитами и гранитоидами. В зоне широко развиты фениты, кварц-полевошпатовые метасоматиты и жильные тела, магматиты различного состава и мелкие гидротермальные кварцевые и кальцитовые прожилки с флюоритом и сульфидами.

Г. Краевая зона, сложенная вмещающими породами, рассечена редкими дайками интрузивных пород щелочного и кислого составов.

Такое деление плутона, на наш взгляд, кажется весьма упрощенным и не соответствует действительности. Эти же авторы нефелиновые сиениты массива относят к типичным миаскитам интрузивного происхождения, а щелочные сиениты — к гибридным образованиям, что, конечно, также не совсем правильно. По нашему мнению, цен-

тральный штوك в первоначальном виде был представлен гастингситовыми сиенитами, в последующие этапы — соответственно измененными до амфибол-биотитовых и альбитизированных биотит-либнеритовых сиенитов.

Характерная особенность Борсыксайского массива заключается в том, что он формировался в сложном тектоническом узле на пересечении двух зон пологих нарушений (сдвига-надвигов с видимой горизонтальной амплитудой до 500 м), обладающих блоковым строением. Щелочная магма, по составу близкая к нефелиновым сиенитам, сперва внедрялась в средней части плутона, образуя центральный штук, а затем, во второй период, по коническим трещинам интродировали нормальные нефелиновые сиениты, формируя концентрические дайки.

В последующие периоды интрузивного этапа образовались дайки сиенит-аплитов, щелочных пегматитов и сиенит-порфиров, приуроченные в основном к центральному штоку, и конические дайки амфиболовых и нефелиновых пород. Затем автономно внедряются гранитоиды — лейкократовые граниты, гранит-пегматиты и другие плутониты.

В постмагматический этап с первой и второй интрузивными фазами связаны сначала фенитизация вмещающих гнейсов, затем биотитизация и альбитизация фельдшпатитов. Процессы мусковитизации (или либнеритизации) и карбонатизации охватывают самые поздние периоды пост- и послемагматических преобразований. Поэтому все интрузивные и вмещающие породы массива довольно интенсивно подверглись либнеритизации и карбонатизации.

ИНТРУЗИВ КАРАСОР

Щелочные породы Карасорского интрузива по минеральному и химическому составу являются бесспорными аналогами пород Борсыксайского массива. Также идентично и их геологическое положение — оба расположены в одной структурно-формационной зоне. Плохая обнаженность и осложнение разрывными нарушениями сильно затрудняют изучение внутреннего строения этих массивов. Контактные взаимоотношения с вмещающими биотитовыми гнейсами, наблюдаемые в горных выработках, дают ясное представление о секущем характере щелочных сиенитов. В изученном районе широко развиты различные кристаллические сланцы нижнего палеозоя, основные вулканиты силура и кварцевые песчаники карбона, распространенные восточнее плутона в виде меридиональных полос, контактирующих между собой вдоль региональных разломов того же направления.

Форма и строение массива. В плане массив имеет форму несколько удлиненного центрального штока размером 3,5 × 2 км. Вероятно, можно допустить и зонально-концентрическое его строение: внешнее кольцо шириной 200—1500 м (эндоконтактная зона) сложено кварцевыми и щелочными сиенитами, вторая зона — биотитовыми сиенитами (50—100 м шириной), третья зона — альбитизированными сиенитами, а ядро — биотит-амфиболовыми сиенитами (рис. 37).

Эндоконтактные кварцевые щелочные сиениты в виде кольцевой зоны окружают плутон со всех сторон. Максимальная мощность зоны наблюдается в западной (до 1500 м) и северной (600—700 м) частях массива. В восточном контакте, где структура (трахитоидность и текстура течения) щелочной интрузии и направление гнейсоватости боковых пород совпадают, кварцевые сиениты образуют маломощную зону (100—150 м) и местами полностью исчезают. Биотитовые сиениты распространены так же, как и предыдущие, с трех сторон, в виде полосы шириной 100—150 м. Эти породы к периферии плутона по-

степенно переходят в кварцевые сиениты, а к центру сменяются биотит-амфиболовыми и альбитизированными сиенитами. Биотит-амфиболовые сиениты, по-видимому, слагают ядро плутона. Структурно среди них встречаются мелкозернистые, среднезернистые и крупнозернистые, до пегматоидных, разновидности.

Все типы щелочных сиенитов интенсивно изменены постмагматическими существенно натриевыми, реже калиевыми растворами. Оче-

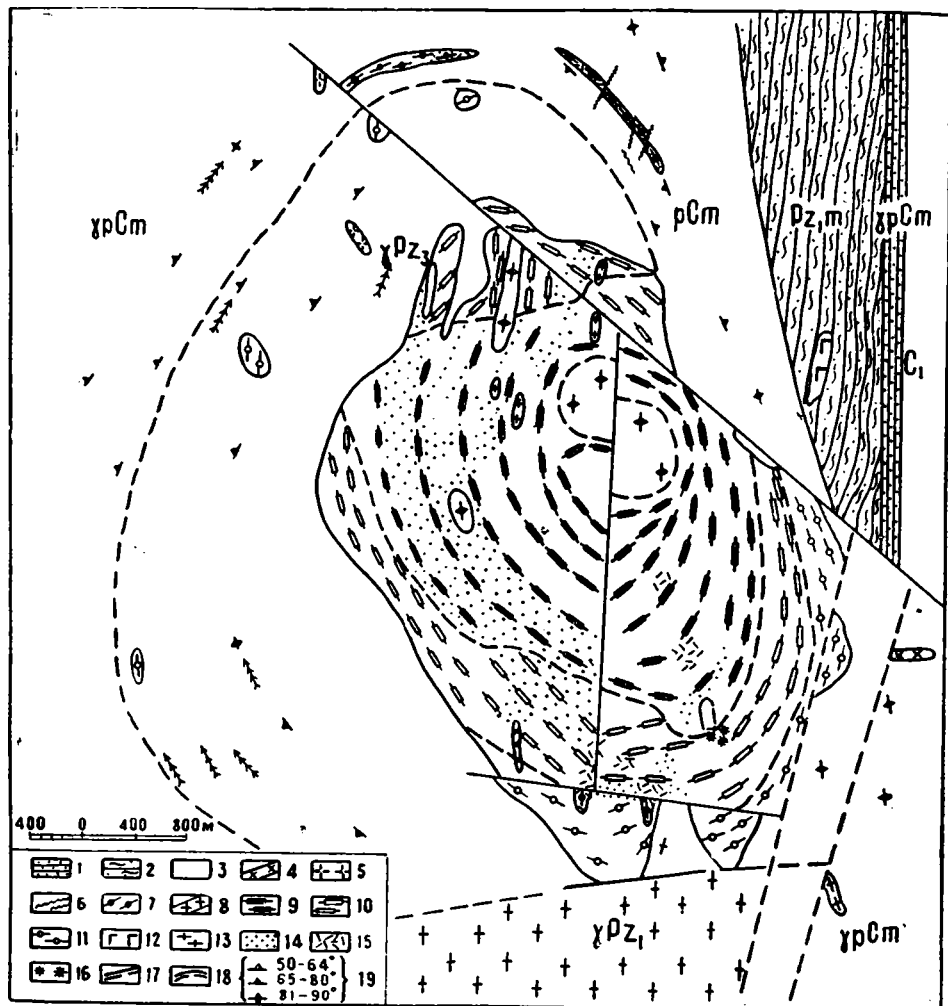


Рис. 37. Схематическая структурно-петрографическая карта Карасорского массива щелочных и нефелиновых сиенитов. Составил А. Н. Нурлыбаев по материалам В. А. Чевекина и А. Т. Бекбогаева. 1 — нижний карбон (C_1) — кварцевые песчаники; 2 — нижний палеозой, мильсайская свита ($Pz_1 m$) — кварц-серицит-хлоритовые сланцы; 3 — докембрий — биотит-полевошпатовые гнейсы (γPz_3), биотитовые и двуслюдяные гранито-гнейсы (γPz_1); 4 — граносиенит-порфиры; 5 — двуслюдяные граниты; 6 — гранит-пегматиты; 7 — нефелиновые (либнеритовые) сиениты ($\xi'' Pz_3$); 8 — щелочные пегматиты; 9 — биотит-амфиболовые сиениты ($\xi' Pz_3$); 10 — биотитовые сиениты ($e' Pz_3$); 11 — кварцевые щелочные сиениты; 12 — амфиболитизированное габбро (γPz_1); 13 — разгнейсованные биотитовые граниты (γPz_1); 14 — альбитизация; 15 — либнеритизация; 16 — гранатизация; 17 — линии тектонических нарушений; 18 — границы нормального стратиграфического и интрузивного (сплошная линия) контакта, а также предполагаемые (пунктир); 19 — углы падения полосчатых и гнейсовых текстов, а также падения даек и трахитоидности пород.

видно, здесь сначала происходила альбитизация щелочных пород, вследствие чего первичные нефелиновые (?) и щелочные сиениты преобразовались в микроклин-пертитовые, пертитовые и существенно альбитовые сиениты. Заметно альбитизированные сиениты отмечены в западной части плутона, где проявлена площадная альбитизация, а также среди мелких трещин, вдоль которых калишпатовые и пертитовые породы целиком переходят в белые альбититы.

После альбитизации, вероятно, происходила либнеритизация щелочных и нефелиновых сиенитов, что характерно для пород Карсакпайского, Абаевского и Борсыксайского плутонов. Но здесь либнеритизация, по-видимому, играла резко подчиненную роль по сравнению с альбитизацией. Прежде всего процесс либнеритизации охватил нефелиновые породы¹³ — нефелиновые сиениты, нефелиновые пегматиты, несколько слабее — щелочные сиениты. Либнеритом замещаются нефелин, содалит, биотит и реже плагиоклазы.

Несколько интенсивнее, чем либнеритизация, на площади массива проявилась биотитизация фемических минералов, прежде всего амфиболов и, возможно, пироксенов (диопсида, эгирина, авгита). Выделенные нами биотитовые сиениты, по всей вероятности, не являются первичными дифференциатами щелочной магмы, а представляют собой метасоматические образования. Наблюдающиеся структурные взаимоотношения зеленого биотита с поздним лейстовым альбитом, сохранившиеся реликты феррогастингсита по периферии пластинок биотита и не полностью замещенные биотитом зерна амфибола указывают на синхронность проявления биотитизации и альбитизации. Причем, биотитизированные разности щелочных сиенитов в большей степени тяготеют к апикальным частям массива, которые, видимо, в процессе постмагматической альбитизации являлись зонами выноса калия. В центральных участках плутона биотитизация феррогастингсита развита несколько слабее, чем на окраинах: здесь наблюдаются биотит-амфиболовые сиениты с содержанием слюды от единичных зерен до 5—10% объема породы. Недалеко от юго-восточного контакта ксенолита с гранито-гнейсом в щелочных сиенитах установлена гранитизация пород, обусловившая образование святоноситов с содержанием до 5—15% граната (черного меланита). Нефелин в них замещен либнеритом и канкринитом. Жильная фация сиенитов сложена микросиенитами, сиенит-порфирами, пегматитами, нефелиновыми (либнеритовыми) сиенитами. Все они в основном развиты в контактовых участках плутона.

Нефелиновые сиениты (либнеритизированные) пока встречены в двух пунктах — на северном экзоконтакте и на южном эндоконтакте массива. На севере они слагают конические дайки мощностью 1—2 м и протяженностью 600—900 м. Азимуты падения — к центру плутона, углы — 65—70°, до вертикальных. Нефелиновые (либнеритовые) сиениты представлены несколькими разновидностями — от мелкозернистых (периферия) до грубозернистых пегматоидного (центр) облика. Для них типична трахитоидная и грубополосчатая (чередование мелкозернистых типов со средне- и крупнокристаллическими) текстура, согласная с контактовой поверхностью. По наличию темноцветных минералов выделяют пироксеновые, биотитовые, гастингситовые и гранатовые их разности. Более меланократовые разности располагаются по зальбандовым участкам дайки, а мезо- и лейкократовые — к центру.

¹³ Присутствие нефелиновых пород в Карсорском массиве отмечали Г. И. Водорезов и Л. И. Киселев (1956).

Нефелиновые сиениты южного эндоконтакта целиком превращены в либнеритовые сиениты и образуют ряд параллельных дайкоподобных тел меридионального простирания. Падение их крутое, мощность 1—2 м. На карте (рис. 37) для наглядности серии даек объединены в два участка. Помимо этих пунктов либнеритизированные сиениты (возможно, они представляют бывшие нефелиновые породы) встречены в нескольких местах южной половины плутона. Мы допускаем, что на глубине 150—200 м, т. е. под щелочными сиенитами, можно встретить если не штоки, то по крайней мере рои даек нефелиновых сиенитов, аналогичные борсыксайским (?). Это предположение подтверждается, во-первых, слабой эродированностью описываемого плутона по сравнению с Борсыксайским; во-вторых, наличием многочисленных довольно крупных ксенолитов вмещающих гнейсов; в-третьих, относительно пологими (40—70°) контактными плоскостями интрузива, а также наличием апофиз и мелких сателлитов.

Намечающееся концентрическое строение массива подтверждается следующими данными.

А. Концентрическое расположение дайковых образований нефелиновых сиенитов, а также кварцевых жил, расположенных в эндоконтактных зонах массива. Углы падения их довольно крутые (60—85°).

Б. Трахитоидная и полосчатая текстура нефелиновых и щелочных сиенитов ориентирована параллельно контактовой плоскости плутона.

В. Гнейсовидность вмещающих пород под влиянием напора щелочной магмы как бы «согласно» огибает контактовую поверхность плутона.

Г. Концентрическое расположение отдельных зон (магматических и постмагматических) интрузий, отличающихся по минералогическому составу, текстуре и химизму.

Д. Благоприятные тектонические условия — сопряженность меридиональных, широтных и северо-западных разломов, подготовившие концентрические трещины или «трубку» для внедрения щелочной магмы.

ПЕТРОГРАФИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИЙ АЛЬГРАНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

В изученных щелочных массивах Казахстана встречаются следующие разновидности пород: монцониты, сиенито-диориты, монцониты кварцевые, сиениты кварцевые, граносиениты, граносиенит-порфиры, граниты биотитовые, альбитизированные, биотит-рибекитовые, рибекитовые, эгирин-рибекитовые, астрофиллит-рибекитовые, рибекит-гастингситовые, баркевикитовые; сиениты биотитовые, рибекитовые, эгирин-биотитовые, нефелиновые и либнеритовые и т. д.

Монцониты и сиенито-диориты. Эти породы слагают небольшие (0,5×2 км) автономные тела (массивы) или чаще экзоконтактные участки многих нефелин-сиенитовых и щелочно-сиенитовых интрузивов Казахстана (Абаевского, Каратальского, Карсакпайского, Борсыксайского и др.). Наиболее крупным, заслуживающим внимания является Бакшокинский массив сиенито-диоритов и монцонитов, являющийся вмещающими породами Абаевского плутона. Со щелочными сиенитами Абаевского интрузива описываемые породы имеют постепенные взаимопереходы.

Микроскопически это розовато-серые, в апикальных и краевых частях порфировидные породы с содержанием до 25% темноцветных минералов. Под микроскопом породы имеют гипидиоморфно-зернис-

тую, панидиоморфно-зернистую, монцонитовую и порфиридовидную структуру и следующий количественно-минералогический состав (табл. 18).

Таблица 18

Средний количественно-минералогический состав пород монцонитовой группы, об. %

Массив	Калишпат	Плагиоклаз	Кварц	Биотит	Амфибол	Пироксен	Акцессории	Порода
Горсыксай	25—35	30—40	5—15	0—5	5—20	0—5	0—5	Монцонит
Карасор	30—40	35—45	5—10	0—10	5—15	0—2	1	"
Карсакпай	30—35	27—33	0—5	0—10	5—15	5—10	1	"
Абаевский (Гакшоки)	30—35	35—40	0—5	12—15	—	—	0,5—1	"
Тот же	25—30	45—55	10—15	17—25	—	—	0,5	Сиенито-диорит

Плагиоклаз наблюдается в идиоморфных призматических кристаллах размером от 0,4 до 4 мм (последние в порфириновых выделениях). Минерал обычно свежий, в отдельных случаях сосюритизированный и серицитизированный. Двойниковое строение четкое по альбитовому и карлсбадскому законам, зональное. В краевых частях нередки шахматные двойники. По составу плагиоклаз изменяется от олигоклаза № 25 до андезина № 40 в центре зерен. С калишпатом контакты обычно равновесные, хотя в сиенито-диоритах встречаются каемки вторичного калишпата вокруг плагиоклаза. Для калиевого полевого шпата типичны ксеноморфные зерна размером до 3,5 мм, выполняющие промежутки между плагиоклазом и темноцветными и включающие пойкилитовые вроски их. Минерал пелитизирован и пертитизирован (пертит составляет 10—15%). Пертиты развиты по (010).

Кварц образует обычно резко ксеноморфные зерна, трещиноватые, размером 0,1—0,7 мм.

Роговая обманка является главным представителем темноцветных минералов в породе. Встречается в виде отдельных призматических зерен размером от 0,9 до 2 мм или скоплений их. Содержит реликты светло-зеленого моноклинного пироксена, пойкилитовые вроски плагиоклаза. Цвет зеленый, плеохроизм обычный; $c: Ng=15-20^\circ$. Замещается зеленовато-бурым биотитом, хлоритом с выделением магнетита. В роговой обманке устанавливаются включения апатита, ортита, сфена.

Пироксен представлен светло-зелеными ксеноморфными, реже короткопризматическими зернами; $c: Ng=50^\circ$ (эгирин-авгит). Всегда замещается роговой обманкой.

Биотит образует листочки размером до 1—1,5 мм. Четко различаются две генерации биотита. Биотит первой генерации имеет темно-коричневый цвет, почти полностью замещается хлоритом. Биотит второй генерации развивается по пироксену, роговой обманке, образует скопления мелких зелено-бурых листочков, слабо хлоритизирован.

Кварцевые монцониты характерны для краевых и апикальных частей многих интрузивов. Это серые и розовато-серые разноминеральные, иногда порфиридовидные породы. Микроскопически они имеют гипидиоморфно-зернистую структуру. Состоят из плагиоклаза — олигоклаз-андезина (35—45%), калиевого полевого шпата (35—40%), роговой обманки (12—15%), биотита и пироксена (0—10%), кварца (0—15%). Акцессорные — циркон, апатит, сфен, рудный минерал.

Кварцевые щелочные сиениты развиты также во всех изученных массивах (табл. 19). Макроскопически это ярко-розовые, красные, сиреневато-желтые породы крупнозернистого порфиroidного или среднезернистого строения. Под микроскопом наблюдается панидиоморфно-зернистая, гипидиоморфно-зернистая и порфиroidная структура.

Таблица 19

Количественно-минералогический состав пород, об. %

Массив	Калишпат	Плагиоклаз	Кварц	Биотит	Амфибол	Пироксен	Акцессории
Карсакапай	55—65	10—20	10—15	0—5	2—4	0—1	1,0
Каратал и другие плутоны	50—80	5—15	5—10	3—7	0—10	Сл.—0,5	0,5
Абаевский	60—70	5—10	5—10	0—3	0—5	0—2	1,0
Борсыкай	40—60	10—20	5—15	0—10	0—15	0—2	1,0
Карасор	40—55	15—20	5—15	0—15	0—15	0—1	1,0

Калишпат образует зерна размером 0,3—3 мм, неправильной огранки, и является наиболее распространенным минералом. Представлен пертитовыми интенсивно цеолитизированными разновидностями, имеющими червячкообразную и веретенообразную форму, которые в отдельных случаях перерастают в полисинтетически sdвойникованные индивиды альбита. Пертиты составляют до 25% объема зерен. Такое большое количество их маскирует слабо различимую микроклиновую решетку. Слагая самостоятельные кристаллы, калишпат часто замещает плагиоклаз, развиваясь то по краю зерен, то почти полностью съедая зерна плагиоклаза. Калишпат содержит включения акцессорных и темноцветных минералов. В порфиroidных кварцевых сиенитах массива Калгутты он образует правильные таблицы размером до 1 см.

Плагиоклаз встречается в виде идиоморфных призматических зерен. В равномерно-зернистых разновидностях пород плагиоклаз имеет размер зерен 0,3—1 мм. Состоит из альбит-олигоклаза № 12—14. Почти всегда замещен серицитом, обрастает каймой калишпата.

Кварц присутствует в ксеноморфных зернах, выполняющих промежутки между зернами плагиоклаза и калишпата.

Роговая обманка зеленая, с хорошо выраженным плеохроизмом от зеленого цвета по *Ng* до зеленовато-желтого по *Np*; *c*: $Ng=16-24^\circ$. Кристаллы обычно длиннопризматические. Иногда наблюдается замещение хлоритом, эпидотом и магнетитом. В отдельных случаях по роговой обманке развивается рибекит.

Биотит развит в виде листочков. Цвет минерала коричневый; часто замещается хлоритом. Размер листочков от 0,1—0,3 до 3—4 мм.

Пироксен формирует короткопризматические кристаллы светло-зеленого цвета; *c*: $Ng=48-50^\circ$, что отвечает эгирин-авгиту. Замещается биотитом, хлоритом. С калишпатом контакты равновесные.

Для магнетита типичны ксеноморфные, реже квадратные зерна размером 0,05—0,1 мм. Часто по нему развиваются гематит и окислы железа.

Апатит образует игольчатые и призматические идиоморфные кристаллы, чаще включенные в темноцветные минералы.

Сфен встречается в ксеноморфных зернах. Ассоциирует в основном с роговой обманкой и рудным.

Циркон — очень редкие мелкие кристаллики первично-магматического происхождения; включен в роговую обманку.

Сиениты — это красные крупно- и среднезернистые породы с панидиоморфно-зернистой и гипидиоморфно-зернистой структурой. В состав их входят микроклин-пертит (84%), альбит-олигоклаз (6%), темноцветные (роговая обманка, биотит — 10%). Минералы аналогичны описанным выше.

Граносиениты представляют собой переходную разновидность между кварцевыми сиенитами и биотитовыми гранитами. Это розовато-серые, розовые среднезернистые, иногда порфировидные породы с гипидиоморфно-зернистой структурой. Состоят из кварца (23%), калиевого полевого шпата (61—65%), плагиоклаза (до 9%), биотита (до 5%), отдельных зерен роговой обманки.

Биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты относятся к породам нормальных до субщелочных рядов и связаны между собой постепенными взаимопереходами. По химическому составу они отвечают субщелочным аляскитам, аляскитовым гранитам или лейкократовым гранитам. Микроскопически это светло-розовые, розовато-серые, розовые разномасштабные породы. Различаются крупно- и среднезернистые разновидности. Характерной особенностью биотитовых гранитов является групповое расположение зерен кварца, придающее породе грубозернистый облик. Микроскопически в них устанавливается гипидиоморфно-зернистая, микропегматитовая, аллотриоморфно-зернистая, порфировидная и порфировидно-микропегматитовая структуры пород.

Щелочные рибекитовые и эгирин-рибекитовые граниты с постепенными переходами между собой почти всегда присутствуют во многих массивах одновременно. Макроскопически это розовые, иногда с фиолетовым оттенком средне- и крупнозернистые, в отдельных случаях неравномерно-зернистые породы. Под микроскопом они имеют гипидиоморфно-зернистую, аллотриоморфную, порфировидную и чаще микропегматитовую структуру. Средний количественно-минералогический состав пород (%): калишпат (микроклин-пертит) — 60—80, альбит — 0,10, кварц — 25—30, рибекит и эгирин — от 2—7 до 15.

Рибекит в породах образует две генерации. Рибекит первой генерации встречается в виде призматических трещиноватых кристаллов с извилистыми очертаниями. Размер его зерен 0,2—0,5 мм. Рибекит второй генерации наблюдается в пойкилитоподобных игольчатых включениях, приуроченных к пертитам распада микроклин-пертита, или в виде каемок вокруг зерен первой генерации. Каемки часто мелельчатого строения. Цвет минерала сине-зеленый с интенсивным плеохроизмом от серо-зеленого по *Ng* до черно-синего по *Np*; *c:Np* = 3—10°. Рибекит замещается эгирином.

Эгирин обычно обрастает рибекит или образует мелкие самостоятельные кристаллики, сформировавшиеся также, очевидно, за счет рибекита. Форма зерен обычно неправильная, реже короткопризматическая. Размер 0,2—0,4 мм. Цвет и плеохроизм обычные для эгирина — от травяно-зеленого или изумрудно-зеленого по *Np* до бледно-желтовато-зеленого по *Ng*.

Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, флюоритом, магнетитом, ортитом. Отмечается, что количество флюорита возрастает с альбитизацией породы. Флюорит выполняет гнезда или прожилки, частично ассоциирует с рибекитом и эгирином. Циркон и апатит аналогичны встречаемым в биотитовых гранитах. Магнетит установлен повсеместно; образован всегда за счет разрушения темноцветных минералов. Ортит развит в виде очень редких светло-коричневых неправильных зерен, включенных в калишпат.

Астрофиллит-рибекитовые граниты характерны главным образом для гранитных массивов Чингиз-Тарбагатайской зоны (Керегетас, Коргантас и др.). Макроскопически это светло-серые и белые неравномерно-зернистые породы с участками мелких ($0,2 \text{ м}^2$) пегматитовых гнезд. Они образуют постепенные переходы к рибекитовым и реже эгириин-рибекитовым гранитам и отличаются наиболее интенсивной метасоматической переработкой. Под микроскопом устанавливается их аллотриоморфно-зернистая структура. Главными породообразующими минералами являются калишпат (60—75%), кварц (25—30%), рибекит и астрофиллит (до 15%). Второстепенные минералы — альбит, эгириин и биотит.

Минералы аналогичны описанным выше. Характерной особенностью этих пород является наличие поздней генерации калишпата, представленного прозрачным микроклином без пертитовых вростков с четко выраженной микроклиновой решеткой. Калишпат развивается с периферии крупных кристаллов микроклин-пертита, а иногда полностью замещает мелкие зерна. Зачастую наблюдается срастание его с кварцем. Решетчатый микроклин включает зерна астрофиллита и бурого циркона. Для кварца этой разновидности гранитов свойственно преимущественное развитие второй и, возможно, третьей генерации, образующих мелкозернистые агрегаты или закономерные сростки с калишпатом.

Астрофиллит количественно резко варьирует в породах — от единичных зерен в сростках с рибекитом и эгирином до почти полного замещения цветных минералов. Особенно отчетливо проявляется замещение астрофиллитом рибекита и реже биотита. Астрофиллит образует игольчатые и метельчатые агрегаты, реже пластинчатые кристаллы желтого цвета. Кристаллы мелкие, $0,1—0,5 \text{ мм}$. Плеохроизм ярко выраженный: по Ng — лимонно-желтый, по Nm — желтый, по Np — оранжево-желтый; $c: Ng=4—5^\circ$; $2V=73^\circ$. Схема абсорбции: $Np > Nm > Ng$.

Рибекит-гастингситовые граниты отличаются от описанных выше присутствием гастингсита, составляющего до 5% объема породы. Гастингсит формирует ксеноморфные, реже призматические зерна темно-зеленого цвета с обычными константами.

Баркевикитовые граниты встречаются в массивах шумекского и тобыктинского комплексов и выделяются по сравнению с рибекитовыми наличием баркевикита (до 5—7% объема породы), который наблюдается в призматических и ксеноморфных зернах коричневого цвета. Плеохроизм от густо-коричневого по Ng до светло-коричневого по Np ; $c: Ng=10—15^\circ$. Замещает биотит.

Биотитовые сиениты широко развиты в Карасорском, Борсыксайском и Каратальском массивах. Макроскопически это розовые крупнозернистые породы с трахитоидной текстурой. Под микроскопом устанавливается их гипидиоморфно-зернистая с переходами к призматически-зернистой структура. Количественно-минералогический состав (%): калишпат — 85—90, альбит — до 5, биотит — 5—10. Калишпат представлен крупными (до 3—4 мм) призматическими кристаллами микроклин-пертита. Пертитовые вростки относятся к пертитам распада. Альбит обычный, в виде мелких зерен, разьедающих калишпат. Биотит образует короткопризматические или неправильные мелкие (до 1 мм) зерна, располагающиеся между кристаллами калишпата или обрастающие в виде каймы магнетит, иногда частично замещается мусковитом. Характерные акцессорные минералы — сфен и апатит.

Щелочные сиениты представляют собой одну из главных фаз нефелин-сиенитовых плутонов щелочногранитоидной формации

Казахстана. Они слагают кольцевую интрузию первой фазы внедрения Карасорского, Борсыксайского, Каратальского и Абаевского плутонов, в Карсакпайском интрузиве — третью возрастную группу.

Мегаскопически это средне- и крупнозернистые породы.

Породы окрашены в розовый, розовато-серый, светло-серый и белый цвет, часто обожженные и сильно выветрелые, ноздреватые (Карасор, Карсакпай). Светлые тона окраски характерны для альбитизированных участков.

Таблица 20

Количественно-минералогический состав щелочных сиенитов нефелин-сиенитовых плутонов щелочногранитоидной формации Казахстана, об. %

Массив	Калишпат	Плагиоклаз	Амфибол	Пироксен	Биотит	Акцессории
Борсыксай	$\frac{60}{50-85}$	$\frac{15}{0-30}$	$\frac{7}{3-15}$	$\frac{3}{0-10}$	$\frac{15}{10-30}$	$\frac{0,5}{0-2}$
Карасор	$\frac{62}{55-85}$	$\frac{10}{0-25}$	$\frac{10}{5-20}$	$\frac{3}{0-7}$	$\frac{14}{10-20}$	$\frac{1,0}{0-3}$
Карсакпай	$\frac{30}{25-60}$	$\frac{40}{20-65}$	$\frac{15}{10-30}$	$\frac{1}{0-3}$	$\frac{13}{10-20}$	$\frac{1,0}{0-3}$
Каратал	$\frac{64}{50-85}$	$\frac{10}{0-30}$	$\frac{12}{5-25}$	$\frac{4}{0-15}$	$\frac{9}{3-20}$	$\frac{1}{0-4}$
Абаевский	$\frac{65}{60-80}$	$\frac{14}{0-30}$	$\frac{10}{5-20}$	$\frac{5}{0-10}$	$\frac{5}{0-12}$	$\frac{1,0}{0-3}$

Примечание. В числителе — среднее содержание, в знаменателе — пределы колебания минералов.

Микроскопически в породах устанавливается гипидиоморфно-зернистая (рис. 30, в) и гранитная (рис. 30, г) структуры. Количественно-минералогический состав (об. %) приведен в таблице 20. В породах некоторых массивов спорадически присутствуют канкринит или кварц (рис. 38, а). Акцессорные минералы представлены магнетитом, флюоритом, апатитом, сфеном, цирконом и ортитом (?).

Калинатровый полевой шпат — микроклин-пертит — главный минерал щелочных сиенитов, встречается обычно в виде ксеноморфных таблитчатых зерен с неровными краями и границами между зернами типа сутуровых швов. Минерал всегда имеет пертитовое строение. Характер пертитов отражает степень наложенных изменений. В менее измененных разностях устанавливаются «жилковатые» и веретенообразные пертиты, переходящие затем в ленточные пертиты по двум взаимно перпендикулярным направлениям — по (001) и (010). Иногда калиевый полевой шпат составляет $\frac{1}{4}$ часть зерен и меньше. В отдельных случаях пертиты перерастают в полисинтетические индивиды альбита с реликтами калишпата. Для менее измененных разностей характерна кайма альбита.

Гастингсит образуется путем замещения моноклинного пироксена, реликты которого встречаются довольно часто. Для него типичны ксеноморфные, реже призматические зерна темно-зеленого цвета с обычными константами. Замещается рибекитом и эгирином. Моноклинный пироксен в реликтах светло-зеленый, $c: Ng = 45^\circ$. Биотит развит в виде индивидуализированных листочков бурого цвета. Нередко замещает амфибол. Постоянно, как и гастингсит, содержит включения циркона, апатита. Канкринит образует мелкие (до 0,1 мм) листочки в интерстициях между зернами калишпата.

Нефелиновые сиениты и связанные с ними метасоматические породы. Среди фельдшпатоидных пород главной плутонической фазы щелочных массивов нами выделены среднекрупнозернистые нефелиновые сиениты и трахитоидные нефелиновые сиениты мелко- и неравномерно-зернистого строения. Фация эндоконтакта нефелиновых сиенитов представлена святоноситами.

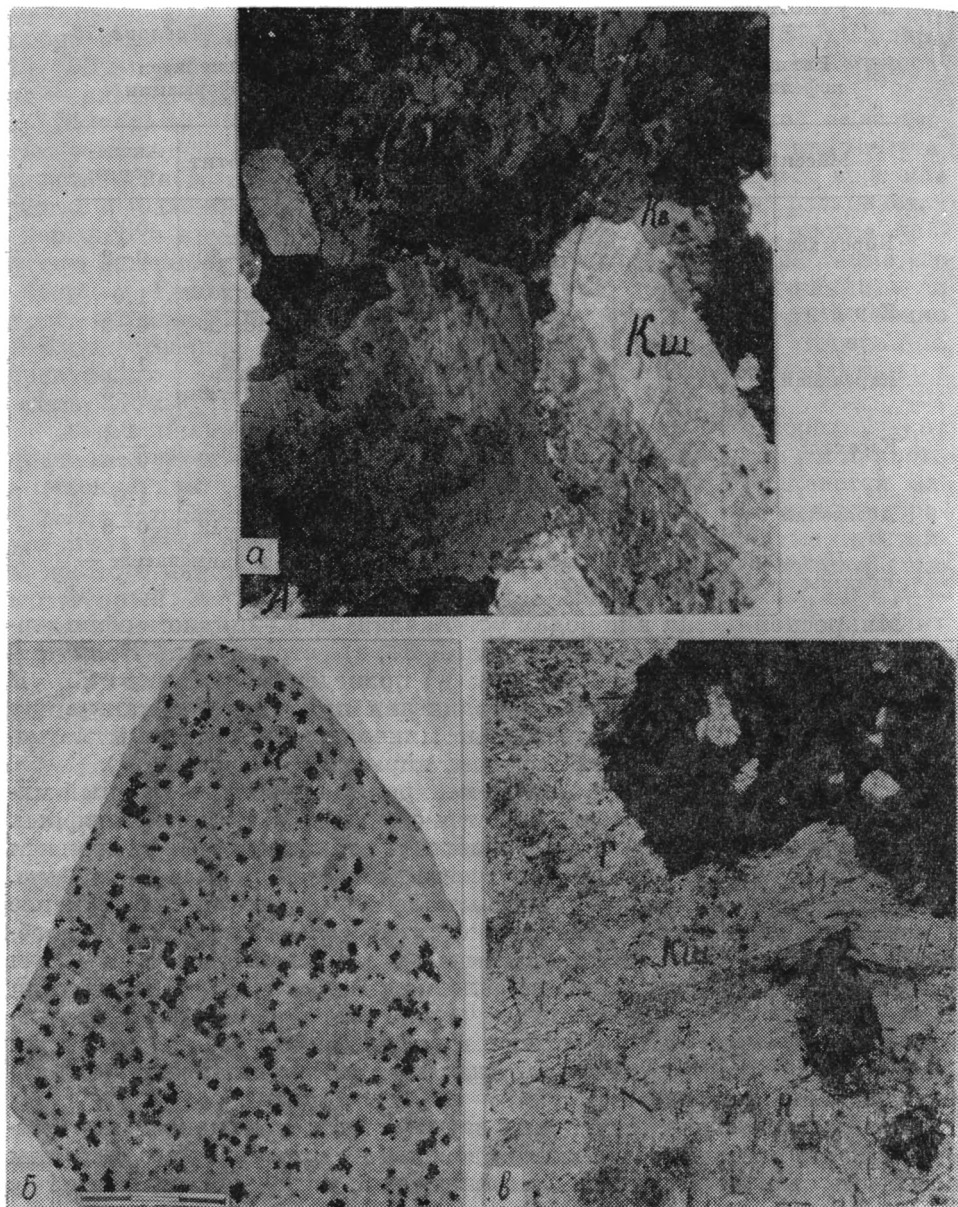


Рис. 38. Щелочные интрузии альгранитовой формации. а — кварцевый щелочной сиенит (Кш — калишпат, Кв — кварц, Г — гастингсит, А — альбит), шл. 67, ув. 13, с анализатором, массив Баянаул; б, в — гастингситовый нефелинсодержащий сиенит: б — вид в шлифе, в — вид в образце (Кш — калишпат, Н — нефелин, Г — гастингсит), ув. 28, без анализатора, Абаевский массив.

Метасоматические породы, образованные по нефелиновым сиенитам, представлены альбитизированными, мусковитизированными нефелиновыми и либнеритизированными сиенитами.

Святоноситы отмечены в виде отдельных участков (1×3 и 5×60 м) и шлировых выделений (1×5 см) в Карсакапском, Борсыксайском и Абаевском интрузивах. Структура породы часто мелко- и среднезернистая (0,5—5 мм), порфировидная. Вкрапленники состоят из калишпата и цветных (амфибол, биотит) минералов. Количествен-

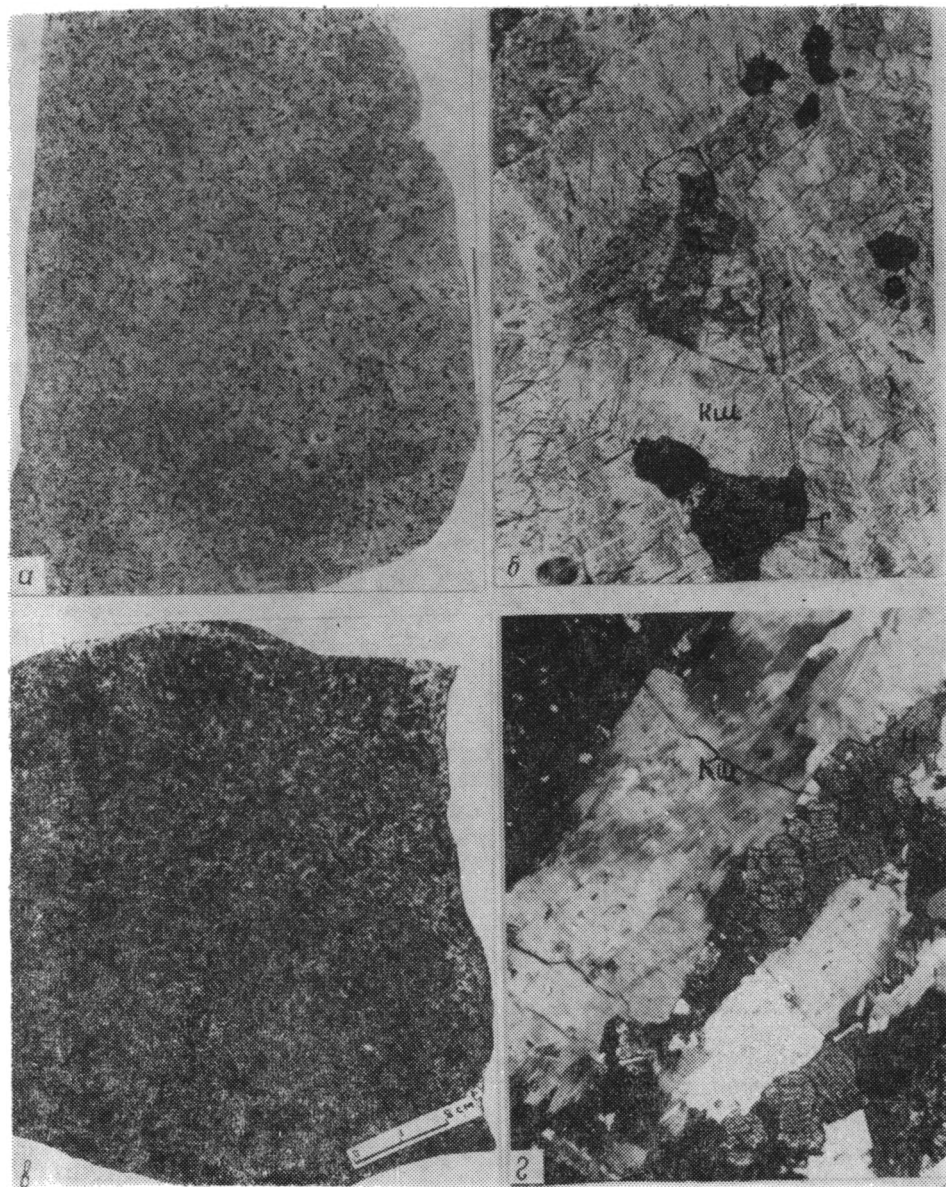


Рис. 2. Спирин-гастингситовый нефелиновый сиенит: а — вид в образце, б — вид в шлифе (Н — нефелин, Кш — калишпат, Г — гастингсит), ув. 28, без анализатора, Абаевский массив; среднезернистый нефелиновый сиенит: в — вид в образце, г — вид в шлифе (Кш — калишпат, Н — нефелин, П — пироксен), ув. 35, с анализатором, Карсакапский массив.

но-минералогический состав пород (об. %): калишпат — 45—55, плагиоклаз — 15, нефелин и содалит — 90 (10—40), гастингсит и биотит — 10—15, гранат (меланит) — 10.

Нефелиновые сиениты средне-крупнозернистого строения, наиболее распространенный тип среди пород изученных щелочных интрузивов Казахстана.

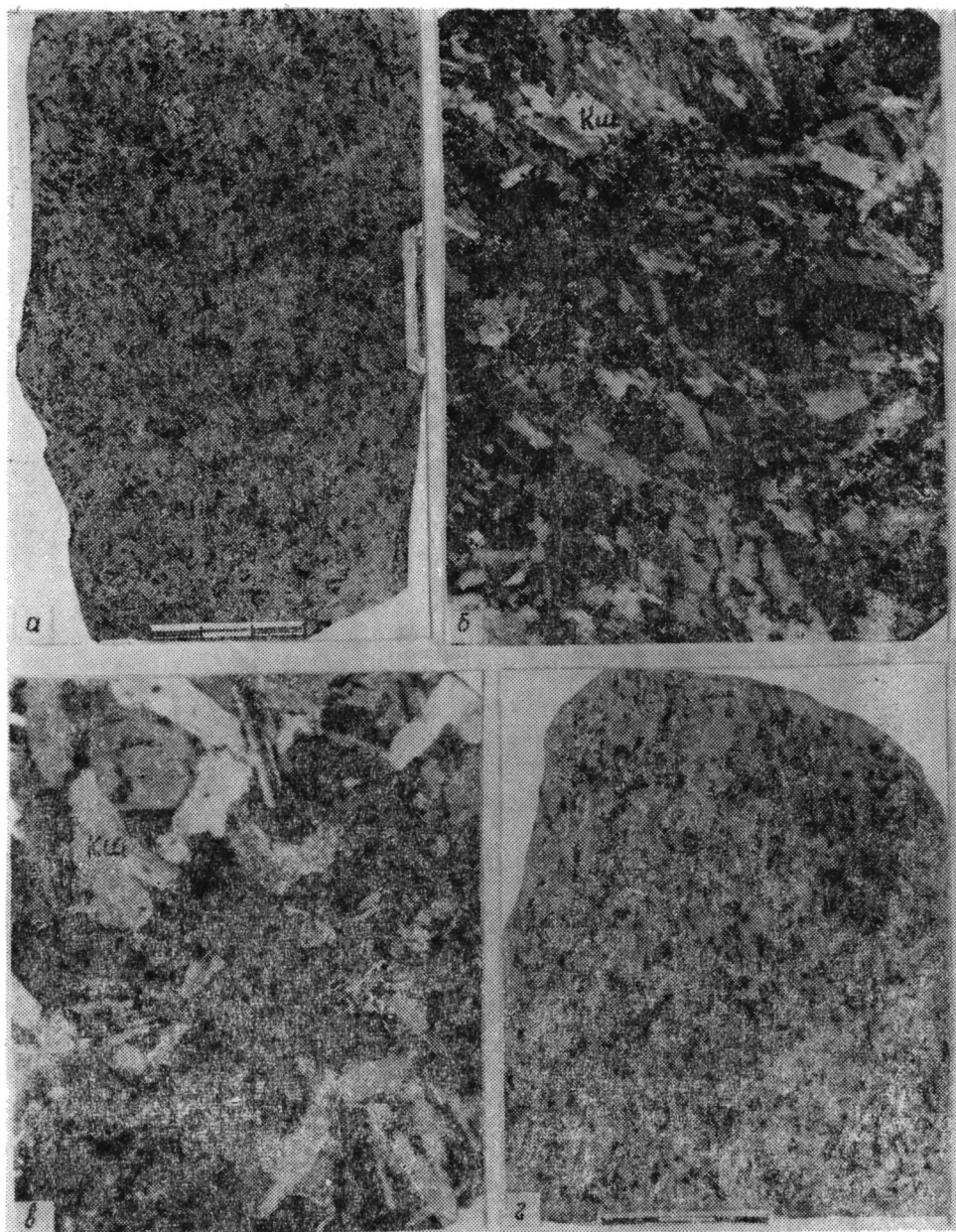


Рис. 40. Трахитоидный нефелиновый сиенит с эггирином. *а* — вид в образце, *б* — вид в шлифе (Н — канкринитизированный нефелин, Кш — калишпат, Э — эгирин), шл. 81, ув. 35, с анализатором; *в* — альбитизированный биотитовый нефелиновый сиенит (Кш — калишпат, А — альбит, Н — нефелин, В — биотит), ув. 28, с анализатором, массив Борсыксай; *г* — либнеритовый сиенит, Абаевский массив.

Макроскопически это то средне-крупнозернистые массивные образования с равномерно распределенным темноцветным минералом (II фаза), то отчетливо трахитоидные (III фаза) серого или светло-серого цвета (Абаевский плутон).

Под микроскопом удалось выделить следующие разновидности нефелиновых сиенитов: 1) биотитовые и биотит-гастингситовые (калишпат — 50—65%, нефелин — 15—20%, лепидомелан — 10—25%, гастингсит — 10—12%); 2) гастингситовые и эгирин-гастингситовые (калишпат — 70—30%, нефелин — 5—10%, темно-цветные — 10—12%; рис. 38, б, в); 3) эгириновые, гастингсит-эгириновые, редко эгирин-рибекит-гастингситовые (калишпат — 60,3—80%, нефелин — 10—35%, темноцветные — 7,6—10%; рис. 39, а, б, в, г), связанные между собой постепенными переходами; 4) трахитоидные (калишпат — 61,5—89,4%, нефелин — 5—25%, гастингсит с эгирином — 5,6—13,5%; рис. 40, а, б); 5) альбитизированные (калишпат — 30—50%, альбит — 15—60%, нефелин, замещенный мусковитом, канкринитом и цеолитом, 10—35%, содалит — 2—15%, гастингсит с эгирином — 5—15%, магнетит — 0,1%, акцессории — 0,5—1%; рис. 40, в). Альбитизированные нефелиновые сиениты образуются по всем разновидностям нефелиновых пород изученных массивов. Переходы между альбитизированными и неизмененными породами постепенные. Макроскопически альбитизированные разности легко отличаются по более светлому, почти белому цвету.

Микроскопически в нефелиновых сиенитах различаются гипидиоморфно-зернистая, пойкилитовая, трахитоидная, а для альбитизированных разностей — близкая к гранобластовой структуры. Главными породообразующими минералами являются калишпат, нефелин и гастингсит; вторичные минералы — эгирин, альбит, либнерит, биотит, содалит, цеолиты, канкринит; акцессорные — циркон, сфен, магнетит, апатит, флюорит. Калиевый полевой шпат преобладает во всех разновидностях и представлен микроклин-пертитом. Он образует то ксеноморфно-таблитчатые, то длиннопризматические (в трахитоидных разностях) зерна размером до 3,5 мм. Минерал слабо пелитизирован. Характер пертитизации аналогичен описанному в щелочных сиенитах.

В отдельных шлифах четко устанавливаются две генерации калишпата. Калишпат первой генерации образует таблитчатые и призматические кристаллы, часто наблюдающиеся в эвтектических сростках с нефелином, второй генерации — более крупные, не пелитизированные кристаллы, как бы нарастающие на калишпат I. В трахитоидных нефелиновых сиенитах калишпат второй генерации представляет собой зачастую гранобластовый агрегат в промежутках между крупными призмами более раннего калишпата. С гастингситом контакты равновесные; всегда корродируется эгирином.

Нефелин присутствует в нефелиновых сиенитах в количестве от 3 до 25%. Обычно типичны мелкие (0,3—0,7 мм), резко ксеноморфные зерна, располагающиеся между кристаллами калишпата, реже — правильные таблитчатые зерна. В разностях с содержанием нефелина выше 10% размер зерен достигает 3 мм. Здесь он цементирует калишпат и эгирин. Наблюдаются взаимные прорастания калишпата и нефелина, а в альбитизированных разностях — замещение нефелином гастингсита.

Неизмененный нефелин в породах редок. Обычно он замещается агрегатом шпреуштейна, либнеритом, канкринитом, цеолитом.

Гастингсит развит в виде зерен неправильной, реже призматической формы размером 1,5—2,5 мм, зачастую с простыми двойниками. Цвет минерала коричнево-зеленый с характерным плеохроизмом от

темного коричнево-зеленого по Ng до светлого желто-зеленого по Np ; $c: Ng=16-22^\circ$. Гастингсит содержит реликты моноклинного пироксена, включения магнетита с каймой сфена, вроски калишпата, нефелина (агпаитовый порядок кристаллизации), замещается рибекитом, эгирином, биотитом. Рибекит образует каемки вокруг зерен гастингсита. Темно-сине-зеленый, встречается редко. Эгирин установлен в виде каемок вокруг гастингсита и рибекита или формирует крупные самостоятельные короткопризматические кристаллы размером до 5 мм. Отмечается, что количество эгирина изменяется прямо пропорционально увеличению количества альбита: в слабо измененных или неизмененных разностях эгирин представлен в виде тонких каемок, в альбитизированных разностях он вытесняет полностью амфибол. Своеобразна закономерность развития призм эгирина: сначала образуется кайма, затем эгирин в виде причудливых вросток проникает в зерна амфибола и соседнего с ним калишпата и, разрастаясь, принимает таблитчатые очертания. Зачастую он имеет форму зерен амфибола. Минерал ярко-зеленый с обычным плеохроизмом; $c: Np=1-3^\circ$. Замещается красно-коричневым биотитом (лепидомеланом) и нефелином. Альбит в неизмененных нефелиновых сиенитах образует пертитовые вроски и тонкие каемки вокруг зерен калишпата. В альбитизированных разностях он преобладает и развивается как по калишпату, так и по нефелину и темноцветам. Встречается в форме лейстовидных кристаллов, развивающихся по промежуткам зерен и трещинкам, а также отдельных призматических кристаллов без правильных конечных граней с четко выраженным полисинтетическим двойникованием и псевдоморфоз по калиевому полевому шпату (шахматный альбит). Биотит характерен для альбитизированных разностей пород. Слагает коричнево-красные листочки размером до 0,4 мм. Обычно замещает эгирин. Канкринит постоянно присутствует в породах как сопутствующий нефелину минерал. Он входит в состав канкринит-мусковитовых псевдоморфоз, замещает самостоятельно нефелин или образует мелкие ксеноморфные зерна в интерстициях между другими минералами.

Содалит всегда выступает как наиболее поздний минерал в альбитизированных сиенитах. Он формирует ксеноморфные, явно наложенные зерна в интерстициях минералов, выполняет трещинки.

Цеолиты развиваются как низкотемпературный продукт изменения нефелина. Обычно они замещают шпреуштейнизированный нефелин и канкринит-мусковитовые (либнеритовые) псевдоморфозы по нефелину. Наблюдается четкое замещение гидронефелина натролитом.

Пренит образует призматические зерна или отдельные скопления в промежутках между зернами калишпата размером до 0,3 мм. Скопления его состоят из отдельных призмочек. Минерал прозрачен, при скрещенных николях напоминает альбит (полисинтетически двойниковое строение). Спайность заметна. Угасание прямое, удлинение отрицательное. Интерференционная окраска I порядка. Одноосный, оптически положительный. В центре скоплений пренита зачастую присутствует сфен. Минерал четко замещает калишпат и нефелин. Установлен в породах Абаевского, Карсакпайского и Борсыксайского массивов впервые. Из аксессуарных минералов в неизмененных нефелиновых сиенитах широко развиты апатит, сфен, лейкоксен и магнетит, спорадически встречаются циркон и флюорит, паризит. В альбитизированных разностях преобладают флюорит и циркон.

Мусковитизированные нефелиновые сиениты слагают неправильные участки внутри нефелиновых сиенитов, образуя постепенные переходы. Макроскопически они почти не различают-

ся от неизмененных пород, светло-серые, иногда розовато-серые с розовыми, красно-розовыми оспинками измененного нефелина. Под микроскопом устанавливается, что мусковитизированные нефелиновые сиениты полностью аналогичны нефелиновым и отличаются от них только тем, что в последних нефелин почти полностью замещен мусковитом, иногда с примесью канкринита и затем цеолита. Главными породообразующими минералами мусковитизированных нефелиновых сиенитов являются мусковит, калишпат, гастингсит; второстепенные минералы — нефелин, альбит, редко рибекит и эгирин, акцессорные — циркон, апатит, магнетит, флюорит.

Либеритовые сиениты относятся к наиболее поздним метасоматическим образованиям, приуроченным к ослабленным тектоническим зонам, секущим по отношению к структуре всех пяти плутонов щелочногранитоидной формации. Макроскопически либеритовые сиениты окрашены в яркий розовый, мясо-красный, серо-розовый цвет. Скопления либерита, заместившие как нефелин, так и темноцветные минералы, отчетливо выделяются бледно-зеленоватым цветом и мелкочешуйчатым строением (рис. 40, *г*). Зачастую в породе темноцветные минералы выщелочены и на месте их образуются пустоты, выполненные гидроокислами железа. Либеритовые сиениты развиваются как по щелочным, так и по всем разновидностям нефелиновых сиенитов.

Исходя из этого по структуре и по количеству либерита различаются три главные разновидности сиенитов: 1) средне-крупнозернистые либеритсодержащие сиениты по щелочным и нефелинсодержащим сиенитам (калишпат — 75—80,5%, альбит — 5%, либерит — 1—5%, псевдоморфозы по темноцветному — 11,5%); 2) средне-крупнозернистые до пегматоидных либеритовые сиениты (калишпат — 72,2%—84,0%, альбит — 0,7—11%, либерит — 2,8—15%, псевдоморфозы по темноцветному — 5,7%); 3) трахитоидные либеритовые сиениты (калишпат — 55—85%, альбит — 0—10%, либерит — 10—20%; псевдоморфозы по темноцветному — 5—20%).

Под микроскопом в породах устанавливается гипидиоморфно-зернистая, трахитоидная, реже порфириовидная и пегматоидная структуры. Главными породообразующими минералами являются калишпат и либерит. Второстепенные минералы — реликты нефелина, гастингсит, альбит, цеолиты. Акцессорные минералы представлены флюоритом, апатитом, цирконом.

Калиевый полевой шпат — главный компонент породы. Он образует неправильно-таблитчатые, реже длиннопризматические кристаллы и резко ксеноморфные зерна. Характер пертитизации аналогичен описанному в нефелиновых сиенитах. В случае, когда либеритизация накладывается на альбитизацию, калишпат сохраняется в виде реликтов, начинает преобладать метасоматически развитый альбит. Оптические измерения, проведенные на столике Федорова ($P \perp 001$: $N_g = 89^\circ$, $N_m = 25^\circ$, $N_p = 74$, $2V = 84^\circ$), указывают на принадлежность калиевого шпата либеритовых сиенитов к микроклин-пертиту.

Либерит в виде мелкочешуйчатого агрегата выполняет псевдоморфозы по нефелину, реже по плагиоклазу. Размер псевдоморфоз 0,2—6 мм. В центре псевдоморфоз иногда встречаются реликты нефелина. Местами наблюдается перекристаллизация либерита в крупные листочки мусковита, замещение либерита цеолитом. Нередко в псевдоморфозах присутствует альбит, корродируемый слюдой. Структура псевдоморфоз беспорядочная, реже радиально-лучистая. В случае замещения либеритом темноцветных минералов около 20% состава псевдоморфоз составляет гематит, развивающийся по трещинам, а так-

же выделяющийся то в виде ксеноморфных зерен, то в виде каемок вокруг листочков либнерита. Псевдоморфозы по темноцветным минералам составляют от 5 до 20% объема породы. По составу различаются биотитовые и мусковит-биотитовые псевдоморфозы с рудным; гематит-либнеритовые псевдоморфозы, описанные выше; гематитовые псевдоморфозы.

Биотитовые псевдоморфозы выполнены ярко-зеленым агрегатом мелкочешуйчатого биотита с рудным. Количество рудного заметно варьирует. Наблюдается замещение биотита хлоритом, чаще мусковитом. Иногда развивается кальцит. В псевдоморфозах присутствуют апатит, сфен. Очень часто псевдоморфозы выполнены непрозрачным рудным веществом (гематитом), иногда с примесью бурой слюдки в краевой зоне их. В большинстве шлифов гематит выщелочен и псевдоморфозы по темноцветному представлены пустотами с каемками гематита или лимонита. Изредка в псевдоморфозах сохраняются реликты гастингсита. Форма псевдоморфоз чаще повторяет форму исходного минерала. Циркон присутствует то в единичных зернах, то образует скопления. Размер зерен до 0,8 мм. Форма кристаллов дипирамидальная, кое-где встречаются прямоугольные сечения. В скрещенных николях имеет высокие цвета интерференции. Зачастую обрастает малаконом с серыми цветами интерференции и зональным строением. Циркон обычно расположен в промежутках между зернами калишпата. Апатит представляет собой редкие разъединенные призматические кристаллики. Флюорит присутствует в виде неправильных фиолетовых зерен в промежутках между калишпатом или выполняет трещинки. Сфен — это редкие ксеноморфные и конвертообразные зерна, ассоциирующие с рудным. Рудные минералы представлены магнетитом, пиритом, гематитом и лимонитом.

* * *

Изучение щелочных пород альгранитовой формации Казахстана на примере актасского, ащисуйского, тобыктинского и борсыксайского комплексов позволяет выявить некоторые важнейшие особенности их размещения, строения, вещественного состава и формирования.

Щелочные массивы альгранитовой формации Казахстана локализованы преимущественно в областях герцинской (Борсыксайский, Ащисуйский, Тобыктинский) и реже каледонской (Карсакпайский и др.) консолидации и в основном приурочены к зонам более или менее древних, многократно обновлявшихся глубинных разломов. Зоны разломов, контролирующие размещение интрузий альгранитовой формации Казахстана, имеют большую протяженность (300—600 км) и часто ориентированы согласно с общей структурой региона (Мугоджары, Тургай, Улутау-Ишим-Кокшетауский, Чингиз-Тарбагатайский и другие регионы). Нередко массивы альгранитовой формации приурочены к границам структурных ярусов, как на площадях Восточно-Мугоджарского (борсыксайский, кайрактинский и другие комплексы), Карсакпайского (актасский комплекс) и Чингиз-Тарбагатайского (ащисуйский, тобыктинский и другие комплексы) антиклинориев, но и здесь щелочные комплексы связаны с разломами, создавшими эту границу.

Щелочные массивы, размещающиеся в линейно ориентированных зонах разломов, характеризуются трещинной (дайкоподобной), а на участках сочленения дизъюнктивов разных порядков и различного простирания — штокообразной (включая и центральные интрузивы) и конической (Борсыксайский, Карасорский, Карсакпайский, Абаев-

ский и другие массивы) морфологией. Тектонические факторы играли решающую роль в образовании альгранитовых магм, в условиях их подъема, а также формирования интрузий. Эти насыщенные щелочными магматические расплавы возникали в результате длительной дифференциации в поздние этапы развития магматических очагов и отличались повышенными концентрациями летучих компонентов (F , H_2O и CO_2).

Образование альгранитовых интрузий происходило в основном в гипабиссальных и субвулканических условиях, о чем свидетельствуют небольшие размеры плутонических тел, широкое развитие в породах порфировидных структур, шпиров и миарол, а также сложный петрографический состав отдельных комплексов формации. По площади распространения массивы альгранитовой формации занимают $\frac{2}{3}$ площади из общей массы (~ 30 тыс. км²) щелочных пород Казахстана.

В районах развития альгранитовой формации республики могут быть выделены три субформации: 1) щелочногранитовая, представленная преимущественно щелочными гранитоидами; 2) миаскитовая — щелочные и нефелиновые сиениты, пуласкиты и др.; 3) сложного состава (щелочносиенитовая), включающая щелочноземельные граниты, щелочные сиениты, нефелиновые сиениты и завершающаяся внедрением небольших тел щелочных гранитов. Во всех трех субформациях щелочные разности резко подчиняются по объему распространения субщелочным и щелочноземельным типам формации. Время образования интрузий альгранитовой формации Казахстана в основном герцинское (D_3-C_1 , C_2-P_1). Породы формации прорывают различные по возрасту отложения — от докембрия до нижнего карбона (визе — намюр) включительно. Абсолютный возраст щелочных пород характеризуется цифрами 220—335 млн. лет.

По характеру извержения многие щелочные комплексы (борсыксайский, тобыктинский, ащисуйский и др.) альгранитовой формации Казахстана являются вулкано-плутоническими образованиями, в которых интрузивные породы нередко сопровождаются эффузивными и субвулканическими эквивалентами, имеющими непосредственные комагматические связи и постепенные переходы между собой, почти тождественный петрогеохимический состав, сходные геотектонические условия формирования и одинаковую металлогению. Степень возрастной близости пород эффузивных и интрузивных фаций для некоторых щелочных комплексов варьирует в широких интервалах (10—50 млн. лет), но, во всяком случае, находится в пределах определенного тектоно-магматического (каледонского или герцинского) цикла.

Щелочные интрузии альгранитовой формации Казахстана являются сложными по петрографическому составу и многофазными (от трех до пяти) по строению.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ПЕТРОЛОГИЯ

Глава V

ПЕТРОХИМИЯ

Для характеристики петрохимических особенностей щелочных нефелинсодержащих пород Казахстана использовано огромное количество (свыше 1500) полных и сокращенных химических и спектрохимических проб, представляющих типичные петрографические разновидности изученных нефелин-лейцитовых массивов. Все анализы систематизированы по формациям, комплексам, массивам и по возрастным группам пород внутри каждого плутона или комплекса. По особенностям родоначальной магмы выделяются три типа щелочных массивов, с которыми генетически связаны нефелиновые и лейцитовые изверженные породы Казахстана и которые принадлежат альгипербазитовой, альбазитовой и альгранитовой формациям.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД АЛЬБАЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Петрохимическому исследованию подвергались в основном породы типичных представителей формации — жаркаинагашского, красномайского и жанаталапского щелочно-ультраосновных комплексов.

Петрохимическая специфика пород массивов жаркаинагашского комплекса (Шинсай, Жусалинский, Пятигорский, Шолаксандык и др.) определяется высоким содержанием щелочей (2,3—7,1%) и резкой недонасыщенностью кремнеземом (рис. 43). Устанавливается определенное изменение химизма пород от натриевого в эффузивных до калиевого в интрузивных фациях. По величине коэффициента агпаитности (<1) альгипербазитовые породы жаркаинагашского комплекса относятся к «нормальному» ряду по А. Н. Заварицкому (1941). Распределение главных петрогенных окислов в них характеризуется нормальным законом.

Химические анализы пород, пересчитанные и нанесенные на тройную диаграмму гетерогенного равновесия Н. Л. Боузена (рис. 41), попадают в область высоких температур, т. е. в поле I существенно калиевых магм по А. А. Полканову (1944, 1960), что явно сближает их с таковыми Есильского массива.

Щелочные породы красномайского комплекса (табл. 21, 22) по химизму близки магматитам Есильского массива и характеризуются калиевым типом. Коэффициент агпаитности варьирует от 0,45 до 1,05

Таблица 21

Средний химический состав щелочных пород красномайского комплекса, вес. %

Возрастная группа	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	П.п.п.	Σ
I	Пироксениты, бороланиты	35,74	1,02	10,61	2,85	4,21	0,09	13,24	19,78	0,16	4,11	6,11	0,73	0,10	—	98,95
II	Шонкиниты, святоноситы	45,42	1,17	10,8	3,42	5,84	0,20	6,42	19,07	1,37	5,28	0,90	2,60	0,17	2,34	100,0
III	Щелочные сиениты	59,01	0,44	15,86	3,30	1,94	0,14	0,64	4,66	2,30	7,70	0,40	1,65	0,10	1,86	100,0
IV а	Нефелиновые сиениты (полевошпатовые ургиты)	52,14	—	25,72	0,63	0,44	—	—	0,84	9,67	7,31	0,16	0,29	—	—	97,77
IV б	Лейкократовые нефелиновые сиениты	59,51	0,10	19,88	0,48	0,54	0,002	0,30	0,75	3,02	13,98	0,23	0,46	0,20	1,9	00,70
	Либенеритовые сиениты	54,12	0,38	19,61	2,16	1,83	0,10	1,72	3,35	2,68	0,78	0,24	1,56	0,20	—	97,99
	Альбититы	63,58	0,20	18,41	0,49	1,31	0,03	—	1,62	10,83	7,98	0,12	0,87	1,52	—	99,70
	Спессартиты	52,07	1,15	14,81	3,16	5,09	0,09	6,91	5,23	3,22	3,80	0,30	0,21	0,20	3,76	100,0

Химический состав магматитов жанаталапского альгинпербазитового комплекса

Окислы	Метаморфические породы докембрия		Щелочные основные вулканы нижне-среднего ордовика									перидотит (Токты-аул)
	эктолит	амфиболит	Базальтовые порфириты (лавы)						туф базальтовых порфиритов	базальтовые порфириты	альбитофир	
			1	2	3	4	5	6				
SiO ₂	46,96	63,40	46,90	51,16	50,58	47,80	36,14	51,22	49,20	48,04	70,66	43,24
TiO ₂	1,60	0,61	1,20	1,36	1,05	1,05	1,25	0,68	0,72	1,04	0,82	0,10
Al ₂ O ₃	13,23	12,86	11,82	15,13	12,76	12,91	16,31	16,56	10,58	13,47	14,49	4,84
Fe ₂ O ₃	3,54	2,26	4,17	4,56	5,41	1,69	4,94	2,15	4,49	4,34	1,77	3,36
FeO	10,08	8,92	5,90	5,48	6,48	8,21	9,07	7,11	6,77	6,04	2,88	4,22
MnO	0,08	0,20	0,14	0,14	0,12	1,10	0,15	He опр.	0,15	0,13	0,05	0,46
MgO	7,32	5,30	5,95	5,52	6,20	4,84	18,04	6,60	10,49	6,72	0,42	32,56
CaO	12,41	2,66	11,28	7,38	10,20	13,42	4,37	8,86	10,62	13,03	1,95	—
Na ₂ O	1,91	0,78	2,27	2,90	2,25	3,77	—	2,74	3,08	1,52	6,15	3,44
K ₂ O	0,84	1,38	4,26	3,59	0,99	0,03	—	1,34	0,51	1,17	0,70	< 0,10
P ₂ O ₅	0,07	0,17	0,56	0,36	0,52	0,64	0,24	He опр.	0,40	0,48	0,14	6,86
SO ₃	Отс.	Отс.	0,13	Отс.	0,14	0,09	0,03	—	0,08	Отс.	Отс.	—
H ₂ O	0,10	0,18	0,14	2,10	0,26	0,15	0,59	2,42	0,30	0,22	0,20	0,027
П.п.п.	1,10	1,72	4,75	Отс.	2,62	4,76	8,52	—	3,03	3,83	Отс.	< 0,10
Сумма	99,40	100,44	99,47	99,80	99,03	99,46	99,65	99,78	100,36	100,03	99,73	99,30

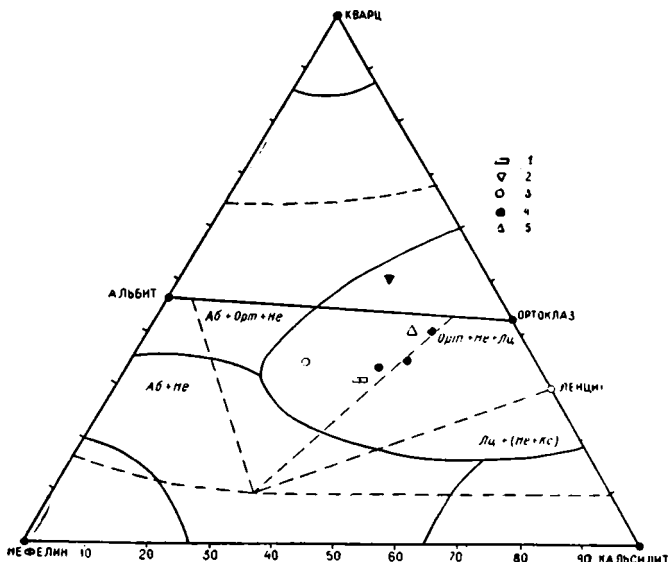


Рис. 41. Тройная система SiO₂-KAlSiO₄-NaAlSiO₄ с точками нормативных отношений He, Орт, Аб и лейцита щелочных пород массивов Шинсай и Жусалы. 1 — шонкиниты; 2 — габбро; 3 — щелочные снениты; 4 — слюдистые перидотиты; 5 — эссекит-порфириты.

(Щучинский перидотито-пироксенитовый комплекс Н. П. Михайлова), вес. %

Щелочные и щелочноземельные плутоны ордовика (?)

пироксенит (оз. Котгороль)	серпентиниты		амфиболовые габбро		диалитовые габбро (д. Шагалы)		перидотиты (Мада- ният)	оливиновое габбро		пироксениты			
	д. Жанатаалап	д. Октябрь- ская	д. Октябрь- ская	д. Шагалы	диалитовые габбро (д. Шагалы)	перидотиты (Мада- ният)		оз. Базарбек	р. Жанасу	д. Красный Май	д. Жанатаалап	оз. Котгороль	д. Дорофеевка
45,65	40,79	40,68	44,89	48,04	48,21	41,94	40,04	48,26	45,64	43,91	44,83	45,13	47,76
1,46	0,12	0,10	1,09	0,99	0,55	0,69	0,93	1,20	1,81	—	5,71	10,32	9,62
8,61	1,81	1,04	19,60	19,60	18,80	7,88	4,32	15,42	13,85	11,66	11,87	1,37	—
1,91	5,68	6,20	3,71	4,18	1,24	3,70	8,07	2,49	5,06	2,55	2,49	5,43	5,58
10,55	1,94	0,62	7,25	5,77	4,65	7,48	8,17	7,65	7,02	5,42	7,43	6,98	8,46
0,321	0,22	0,14	0,18	0,18	0,08	0,13	0,16	0,12	0,16	0,16	—	—	—
20,98	37,38	37,39	4,62	3,78	6,68	26,04	29,56	8,05	9,81	12,11	7,53	7,0	7,26
—	—	—	9,78	7,88	14,36	6,24	3,90	10,52	11,71	12,58	14,62	17,21	15,12
8,50	1,06	0,28	3,40	3,40	2,40	1,27	0,45	4,74	2,39	1,78	0,49	2,86	1,15
0,30	0,30	1,60	2,30	2,50	0,14	0,08	Нет	0,16	0,55	0,66	0,32	0,46	0,40
0,51	11,95	12,70	0,37	0,35	0,06	0,24	0,32	0,44	0,73	0,80	—	0,69	0,82
0,175	0,036	0,06	—	—	—	0,17	0,47	0,32	—	0,33	0,34	0,36	0,43
0,20	0,10	0,20	2,24	2,47	8,2	2,94	4,17	0,91	—	1,92	0,14	0,13	0,11
99,22	100,84	100,50	99,57	99,11	99,45	99,19	100,73	100,47	99,93	100,25	96,78	97,93	98,99

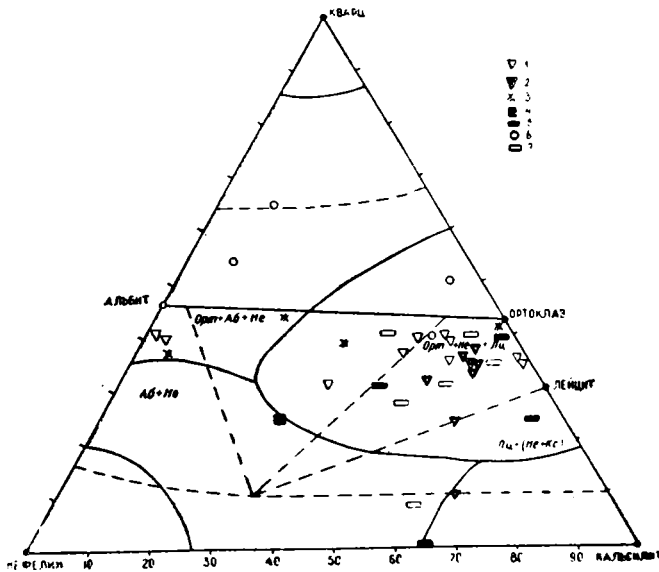


Рис. 42. Тройная система SiO_2 — KAlSiO_4 — NaAlSiO_4 с точками нормативных отношений Не, Орт, АБ и лейцита щелочно-ультраосновных пород красной горы комплекса. 1 — либнеритовые сиениты; 2 — метасоматиты; 3 — спесартиты; 4 — нефелиновый сиенит; 5 — пироксениты; 6 — сиениты; 7 — шонкиниты.

по 1,03 по Б. И. Злобину. По нормативному составу калиево-натриевого комплекса в основном попадают в поле кристаллизации лейцитита (рис. 42), хотя мы здесь пока не встретили явных признаков присутствия самого лейцитита или псевдо- и эпидейцитита.

Магматиты жанаталапского комплекса отличаются заметно повышенной щелочностью ($R_2O=0-1,36-8,8\%$), высокими содержаниями глинозема ($12-20\%$), магнезии ($18-37,4\%$), титана ($TiO_2=5,7-10,3\%$) и фосфора ($6,8-13\%$) в некоторых группах пород (табл. 22). Базальтоидные эффузивы ордовика Кокшетау-Боровского района по химизму ближе всего базанитам (оливиновым тефритам — эссекситам) или трахибазальтам Маймеч-Котуйской провинции (Гоньшакова, Егоров, 1968). Плутониты альгипербазитового ряда близки к первой группе пород, родственных кимберлитам по Е. В. Францессон. Это значит, что мы вправе ожидать здесь и проявление кимберлитового магматизма в виде трубок взрыва, даек и жил с алмазами. Высокое содержание P_2O_5 ($6-13\%$) сближает породы жанаталапского комплекса с таковыми красномайского комплекса. По высокому содержанию окиси титана ($5,71-10,32\%$) они близки рудным пироксенитам Кольского полуострова (Кухаренко и др., 1965) и Маймеч-Котуйской провинции, что наталкивает на мысль о титаносодержании щелочных ультраосновных массивов Кокшетауского региона.

Несколько слов о пикритах и пикрит-диабаззах Казахстана. Породы этого типа в тех или иных масштабах встречаются почти во всех регионах республики — от докембрия до мезозоя и кайнозоя. Пикриты рифея описаны Н. Я. Яценко (1967) среди вулканитов ерементауской серии, отмечены они и среди диабазовых силлов ордовика (O_{1+2}) Приишимья О. М. Розен и другими в 1956—1965 гг. Долериты и пикриты в виде небольших даек и жил были встречены нами среди магматитов коньрсуйского, ишимского и аксу-бадамского комплексов. Пикриты среди трахибазальтов нами установлены в Сакмарской зоне Уралтау, в толще спилитов и диабазов Мугоджар, Иргизи-Тобольского поднятия, в Бозшаколь-Ерементауском, Баянаул-Экибастузском, Чингиз-Тарбагатайском, Чарском и Южно-Алтайском (Маркакольском) районах. Возраст их, очевидно, палеозойский.

Пикриты и пикрит-диабазы Тургая предположительно мезозойского возраста описаны Н. П. Михайловым и Ю. М. Семеновым (1965) под названием тургайского комплекса. Мезозой-кайнозойские (или палеогеновые) щелочные базальты (долериты, камптониты, мончикиты, эссексит-порфириты, мельтейгиты, пикриты и трубки взрыва кимберлитоподобных пород) отмечены в Северном Тянь-Шане и в других регионах Южного Казахстана благодаря исследованиям Т. А. Додоновой, В. А. Невского и др.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИТОВ АЛЬБАЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

ПЕТРОХИМИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ИШИМСКОГО КОМПЛЕКСА (ЕСИЛЬСКИЙ МАССИВ)

Химизм щелочных пород ишимского вулcano-плутонического комплекса изучен с помощью полных (~ 300 проб) и сокращенных на 4—5 компонентов (> 500 проб) силикатных анализов, а также пламенно-фотометрических определений на щелочные металлы (K, Na, Li, Rb, Cs), количество которых превышает 500—700 проб (табл. 23). Согласно классификации А. Н. Заварицкого (рис. 43) все породы ще-

Средний химический состав щелочных пород Есильского вулcano-плутона, вес. %

Субформа - ция	Фашия, порода	Возраст- ная группа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Σ	Число анализов
Лейцит-базальтовая	<i>Эффузивная фашия</i>															
	Лейцитовые базальты, лейцититы, тефриты лейцитовые	I	46,10	1,10	16,00	4,60	6,00	0,10	7,37	10,21	2,65	4,53	0,44	0,90	100,00	17
	Эпилейцитовые порфиры (лавы и туфы)	II	54,0	0,70	20,10	2,5	3,40	0,10	1,70	3,70	4,01	8,52	0,20	1,49	100,42	30
	Трахит-эпилейцитовые порфиры (лавы и туфы)	III	56,20	0,55	18,41	3,75	3,25	0,10	0,73	3,05	3,14	9,43	0,25	1,90	100,66	12
	<i>Субвулканическая фашия</i>															
	Эпилейцитовые порфиры		52,81	0,77	20,00	2,63	2,82	0,08	1,04	3,72	3,29	9,24	0,22	3,03	99,65	9
	Трахит-эпилейцитовые порфиры		56,2	0,39	19,89	2,52	2,58	0,16	0,38	2,88	3,76	9,48	0,31	1,50	100,05	7
	<i>Интрузивная фашия</i>															
	Лейцитовые пироксениты, биотиты, перидотиты	I	44,6	1,37	11,50	6,00	6,30	0,09	12,30	9,7	1,20	4,45	0,75	1,60	100,51	10
	Шонкиниты, малиньяты, святоноситы	II	53,20	0,57	20,57	2,54	2,97	0,18	0,66	3,96	4,67	8,53	0,10	1,26	99,22	28
	Нефелиновые сиениты крупнозернистые	IIIa	52,80	0,41	20,07	2,12	2,47	0,24	0,40	4,18	5,50	9,30	0,06	1,00	99,00	8
То же, среднезернистые	IIIб	52,50	0,31	21,20	3,02	2,49	0,20	0,86	3,50	6,60	7,13	0,21	0,87	98,90	33	
То же, мелкозернистые, полочатые	IIIв	54,6	0,53	20,60	2,30	1,97	0,09	0,44	4,20	5,00	8,70	0,16	0,91	29,50	11	
Эпи- и псевдолейцитовые сиениты		53,0	0,40	20,83	2,52	1,88	0,11	0,81	3,26	4,21	10,97	—	2,44	100,44	12	
Либенеритовые сиениты		56,03	0,36	22,8	2,35	1,13	0,06	0,79	2,0	3,36	9,72	0,08	1,59	100,27	17	

Фениты	51,08	0,58	18,67	3,30	3,82	0,10	1,31	6,22	4,92	7,53	0,26	1,97	99,86	5
Фельдшпатолиды, цеолити- зированные сиениты	53,60	0,51	19,83	2,25	3,31	0,06	0,39	5,80	2,47	10,50	0,18	0,14	99,04	6
Скарнированные сиениты, скарны	54,52	0,76	17,82	4,09	3,82	0,08	0,9	5,40	1,96	10,59	0,24	0,08	99,76	10
Жильные нефелиновые сиениты	51,20	1,20	19,26	4,67	2,01	0,08	0,42	5,40	4,70	8,88	0,18	1,22	99,52	2
Нефелиновые сиенит-порфиры	53,70	0,27	21,48	2,78	1,98	0,15	0,26	3,10	8,36	5,87	0,20	1,66	99,63	12
Сиенит-аплиты	55,70	0,29	23,16	3,59	0,86	0,15	0,16	2,40	6,09	5,21	0,06	3,05	100,12	6
Сиенит-пегматиты	53,66	0,16	23,19	1,94	1,24	0,16	0,24	1,83	5,73	9,69	0,01	3,25	100,07	11
Фергуситы, эпидейцитовые тингуаиты	53,92	0,25	22,11	2,08	1,44	0,05	0,16	2,80	5,30	11,92	0,09	0,88	101,00	2

Ортоклаз-базальтовая

Кенталлениты	IVa	50,91	0,90	12,60	3,26	5,78	0,15	9,20	8,89	2,62	4,21	0,61	1,66	101,06	8
Эссекситы, эссексит-порфи- риты		53,04	1,20	12,47	3,42	5,47	0,04	7,18	8,11	2,53	4,00	0,59	0,86	98,86	2
Монзониты	IVб	54,70	1,28	15,24	3,73	4,41	0,03	5,09	6,90	3,13	4,71	0,68	1,70	101,60	3
Сиенодиориты		57,08	1,25	16,73	3,20	4,10	0,08	2,84	7,40	3,08	2,22	0,41	1,32	99,80	2
Щелочные сиениты	IVв	58,08	0,55	18,57	3,87	3,08	0,04	1,53	3,01	4,40	5,12	0,26	0,98	99,49	11
Кварцевые щелочные сиениты		60,08	0,34	21,58	2,40	1,15	0,10	0,19	4,37	5,44	4,23	0,16	0,40	100,44	1
Граносиениты	IVг	71,66	0,14	15,65	0,64	0,57	0,02	0,27	1,01	4,60	4,98	—	—	100,02	14
Щелочные граниты		72,33	0,20	14,02	1,21	1,21	0,03	0,33	1,49	3,98	3,35	0,03	0,46	99,15	2
Лампрофиры		55,50	0,81	17,50	3,30	4,00	0,16	4,22	6,70	4,70	2,60	0,62	2,15	100,26	5

лочного комплекса, за исключением кварцевых сиенитов и граносиенитов, недонасыщены кремнеземом, что нашло отражение в отрицательном значении Q (2,32—43,20) и появлении оливина, нефелина и содалита. Положительная величина Q в граносиенитах и весьма малая отрицательная величина Q в щелочных сиенитах являются причиной появления кварца. По содержанию щелочей можно выделить три группы пород: породы, обогащенные калиевыми щелочами (щелочные интрузии и эффузивы эпилейцитового состава), умеренно богатые щелочами (щелочноземельные интрузии), сравнительно бедные щелочами (лампрофиры, щелочные базальтоиды). Щелочность пород имеет натриево-калиевый характер.

Коэффициент агпаитности для щелочных магматитов массива колеблется от 0,56 до 0,92, для щелочноземельных — от 0,53 до 0,82, для известково-щелочных — от 0,39 до 0,77, что соответствует миаскитовому типу пород по А. Е. Ферсману. Миаскитовый характер агпаитности щелочных пород массива подтверждается дополнительным коэффициентом Б. И. Злобина (1960)

$$(Na) = \frac{Na}{Al-K},$$

показывающим степень избытка или недостатка Na по отношению к алюминию. Следовательно, вероятность образования натровых темноцветных (эгиринов и др.) зависит от величины коэффициента, который всегда должен быть меньше единицы — 0,26—0,91, что резко подчеркивает плумазитовую природу пород, содержащих биотит, пироксен, плагиоклаз и роговую обманку, т. е. минералы, в которых наблюдается избыток глинозема по отношению к щелочам. Появление эгирина в нефелиновых сиенитах (интрузивных и жильных) отражается на повышении Na —0,83—0,91.

Помимо фемических минералов для миаскитовых пород характерны циркон, сфен, флюорит, апатит, бритоцит и кальцит. О принадлежности щелочных пород массива к миаскитовому типу свидетельствует и низкое (1,5—5) отношение величины $SiO_2:Al_2O_3$. Агпаитность обычно присуща породам натриевого типа, однако среди щелочных пород калиевого ряда иногда отмечаются также и агпаитные типы, в которых $K_2O : (Al_2O_3 - Na_2O)$ больше единицы (нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, фениты Мурунского массива на Алдане). В анализируемых породах массива они пока не встречены, хотя мы уверены в их присутствии. Наша уверенность базируется на том, что среди нефелиновых сиенит-порфиров и пегматитов, фенитов, фергуситовых даек и жильных нефелиновых сиенитов массива обнаружены цирконо- и титаносиликаты (эвдиалит, эвколит, мурманит и др.), обычно характерные для агпаитовых пород. Кроме того, о наличии агпаитовых типов среди фельдшпатитов Есильского массива говорит присутствие «первичного» натриевого щелочного пироксена — эгирина — в указанных группах пород. Для щелочных пород комплекса очень характерно отношение $K_2O : Na_2O$, обычно большее единицы (чаще 1,1—4,25 и реже до 10—20). Минимальная его величина отмечена для жильных нефелиновых порфиров (0,71—0,85), среднезернистых нефелиновых сиенитов, монцонитов (1,4) и щелочных базальтоидов (1,5—1,7). В целом и сумма щелочей, и калинатровое отношение в щелочных плутонитах несколько выше, чем в эффузивных эквивалентах.

Общая щелочность щелочных пород

$$\frac{(K_2O + Na_2O)}{SiO_2} \cdot 100$$

Есильского массива колеблется от 12,2 до 14,4 для щелочноземельных, от 12,7 до 41,4 — для щелочных и от 12,7 до 14,6 — для щелочнобазальтовых. Довольно высокое значение общей щелочности характерно для святоноситов (41,4) и крупнозернистых нефелиновых сиенитов (40,7), а в остальных типах пород щелочной серии эти величины весьма близки между собой и варьируют от 18,6 до 28,7.

Векторная диаграмма (рис. 43) указывает на нормальное гомодромное развитие вулканического очага и на постепенное изменение химизма эффузивных пород от щелочно-основных, соответствующих составу лейцитового базальта (внизу диаграммы), через щелочные до щелочноземельных в трахитовой свите при дифференциации магмы на лейцитовый базальт — лейцитит — лейцитифир — фонолит — нефелиновый сиенит для щелочных интрузий и кенталленит — эссексит — монзонит — щелочной сиенит — граносиенит — для щелочноземельных интрузий. Первые порции щелочной и щелочноземельной магмы были обогащены известью (CaO в лейцитовых базальтах 9,25, в кенталленитах 7,90) и железом ($b=30,40-30,90$). Затем в процессе дифференциации проявился резкий антагонизм щелочных земель и щелочей. В поздних породах происходит обеднение пород CaO и обогащение их K₂O и Na₂O при резком падении величины $\frac{FeO+CaO+MgO}{Na_2O+K_2O}$ от 1,17 до 0,04 для щелочных пород и от 3,77 до 0,19 — для щелочноземельных пород.

Стандартная железистость для святоноситов и нефелиновых сиенитов массива

$$f_i = [FeO : (FeO + MgO)] \cdot 100$$

определяется в большей мере соотношением салических и фемических составляющих и колеблется от 61,3 до 74,5 для нефелиновых сиенитов и 65,0 — для святоноситов. На векторной диаграмме видно, что от ранних пород к поздним происходит разворачивание фигуративных точек снизу вверх и вправо, показатель b уменьшается в 3—7 раз при возрастании a в 2—3 раза, причем возрастание щелочности пород сопровождается обогащением глиноземом и кремнеземом при обеднении их Ca, Mg, Fe, что привело к накоплению в комплексе высокоглиноземистых пород с корундом и повышенным содержанием фельдшпатитов.

Наличие в нефелиновых сиенитах таких минералов, содержащих летучие, как флюорит, содалит, гакманит, цеолиты, позволяет говорить об относительно большей обогащенности этих пород летучими (F, Cl, H₂O) по сравнению с другими породами комплекса. Таким образом, петрохимическое изучение ишимского магматического комплекса щелочных пород подтверждает определенную направленность эволюции щелочного расплава во времени от лейцитового базальта через фонолитовый, трахитовый, фойяитсвый до щелочноземельного. Характерно, что на каждом этапе интрузивной (эффузивной) деятельности более ранние дифференциаты обогащаются Fe, Mg, Ca, тогда как поздние обогащаются K, Na, летучими и обедняются Fe, Mg, Ca.

А. А. Полканов (1944) показал, что салическая часть нефелиновых сиенитов (фойяитов) может кристаллизоваться из остаточных жидкостей одинакового состава, но возникающих в процессе эволюции жидкостей (магм) различного состава. На диаграмме гетерогенного равновесия системы SiO₂—KAlSiO₄—NaAlSiO₄ намечаются три поля таких возможных жидкостей-магм: 1) существенно сиенитовые, нефелиносиенитовые (существенно натриевые); 2) существенно нефелинийолит-уртитовые (натрово-калиевые); 3) существенно лейцит-ортоткла-

зовые (существенно калиевые). При нанесении количественных содержаний нормативных силикатных минералов щелочных пород массива, приведенных к 100%, на диаграмму гетерогенного равновесия Н. Л. Боуэна (1956) выявляется, что все они, за исключением отдельных редких типов интрузий (уртиты, монмутиты, пироксениты и др.), попадают в поле кристаллизации лейцита (третье поле, по А. А. Полканову), что свидетельствует о первоначальном лейцит-ортоклазовом (существенно калиевом) составе расплава, легшем в основу образования всех пород Есильского вулканоплутона, в отличие от существенно натрово-калиевой магмы Ловозерского плутона. При интерпретации каждой из диаграмм по возрастным группам массива выясняется следующее.

1. На диаграмме (рис. 44) для вулканитов первой возрастной группы — лейцититов и лейцитовых тефритов — наблюдается значительный разброс фигуративных точек. Однако отклонение этих точек от общего ряда легко объясняется, если учесть, в какой части массива отобраны пробы на анализ. Натриевые тефриты залегают во внешних частях массива, а натрово-калиевые — во внутренних.

2. В эпилейцитовых порфирах вулканической и субвулканической фаций не отмечается заметных отклонений от обычного ортоклаз-лейцитового фонолита (рис. 45). Несколько особняком от нормативного ряда стоят две пробы. Вероятно, это — результат наложения процесса альбитизации.

3. Фигуративные точки нормативных составов для трахит-эпилейцитовых порфиров Есильского массива (рис. 46) также ложатся в закономерный ряд от ортоклаз-нефелин-лейцитового фонолита до нефелин-ортоклазового фонолита-трахита.

4. Для святоноситов, малиньитов и шонкинитов (бывшие пироксен-гастингситовые и меланит-гастингситовые сиениты) фигуративные точки нормативных составов заметно разбросаны, несмотря на

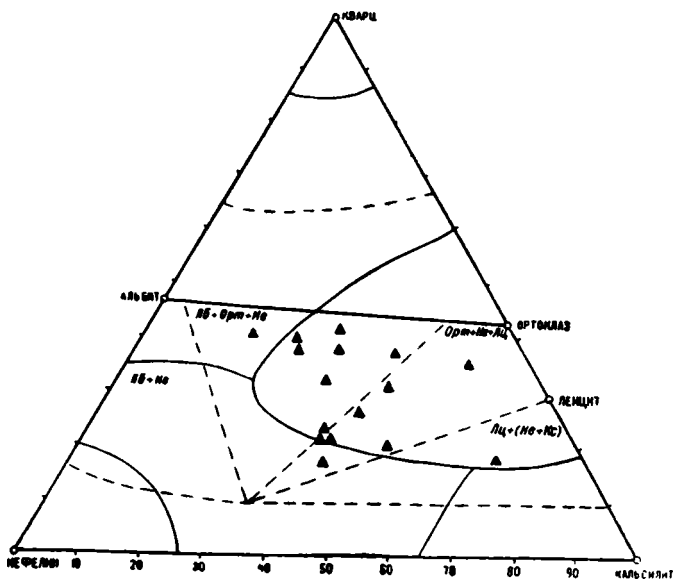


Рис. 44. Тройная система $\text{SiO}_2\text{—KAlSiO}_4\text{—NaAlSiO}_4$ с точками нормативных отношений лейцитовых базальтов Есильского массива.

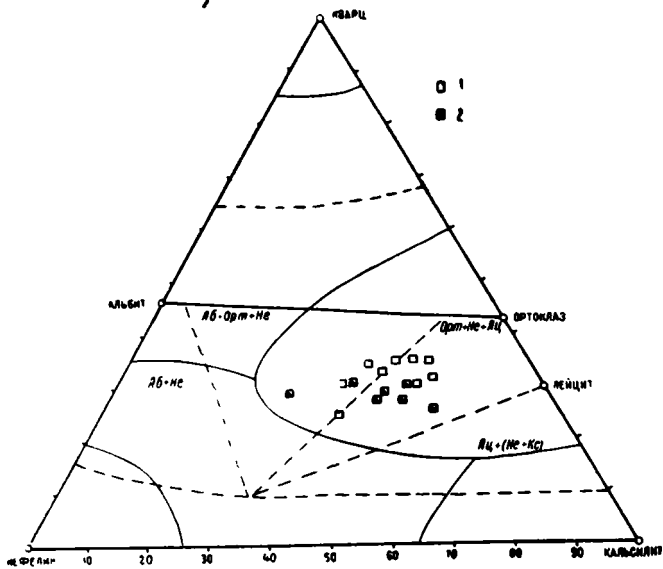


Рис. 45. Тройная система $\text{SiO}_2\text{—KAlSiO}_4\text{—NaAlSiO}_4$ с точками нормативных отношений Не, Орт, Аб и лейцита эпилейцитовых порфиров Есильского массива. 1 — эпилейцитовые порфиры эфузивные; 2 — эпилейцитовые порфиры субвулканические.

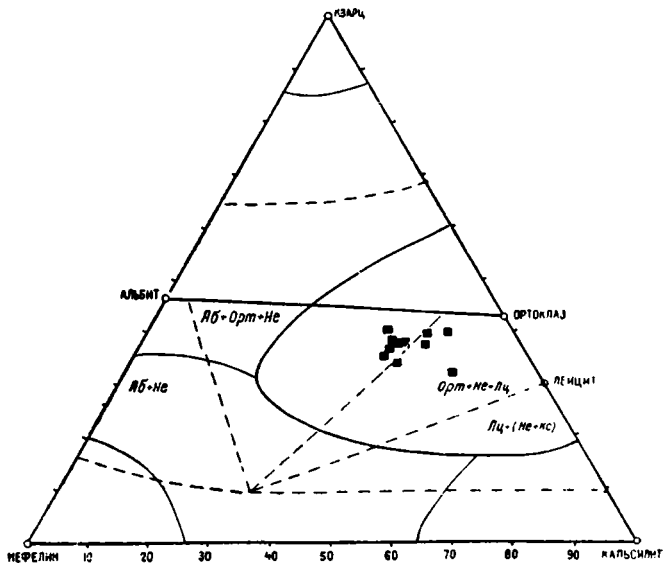


Рис. 46. Тройная система $\text{SiO}_2\text{—KAlSiO}_4\text{—NaAlSiO}_4$ с точками нормативных отношений Не, Орт, Аб и лейцита трахитовых и трахит-эпилейцитовых порфиров Есильского массива.

то, что они лежат достаточно далеко от тройной эвтектики $Ab-Ort-Ne$ и располагаются на значительном расстоянии друг от друга (рис. 47). Эволюция расплава, из которого образовались все разновидности пород этой фазы, очевидно, была сложной, что явилось следствием контаминации расплавом щелочных базальтоидов различного состава. По-видимому, первоначальные дифференциаты этой фазы соответствовали пироксен-гастингситовым нефелиновым сиенитам. Далее, в результате ассимиляции и контаминации окружающих пород, различающихся по составу, эволюция расплава идет по-разному. Когда окружающие породы отвечают только лейцитовым базальтам, расплав обогащается K_2O и обедняется Na_2O , в результате образуются нефелинсодержащие сиениты. За счет сугубо авгитовых порфириров расплав обогащается Na_2O и обедняется K_2O , что приводит к образованию нефелиновых меланократовых сиенитов. Во всех других случаях, т. е. в случаях возможной контаминации различных по составу пород, формируются промежуточные разновидности пород. Так как толща щелочных базальтоидов состоит из чередующихся между собой разновидностей, то, следовательно, образующиеся гибридные сиениты из расплава, ассимилирующего эти породы, также располагаются полосами. На протяжении всего периода кристаллизации для пород характерен устойчивый парагенезис $Ab-Ort-Ne$ при ведущей роли ортоклаза. Некоторое количество лейцита, развивающегося в породах первой твердой фазы, расположенных близко к границе, разделяющей парагенетические треугольники $Ab+Ort+Ne$ и $Ort+Ne+Lc$, реагирует тут же с оставшимся расплавом с образованием ортоклаза. Выделение ортоклаза как главной твердой фазы объясняется тем, что исходный раствор, давший нефелиновые и нефелинсодержащие сиениты, был существенно калиевым, и чрезвычайно активный калий в первые стадии кристаллизации пород связывал соответствующие количества глинозема и кремнезема в полевошпатовую молекулу. Активи-

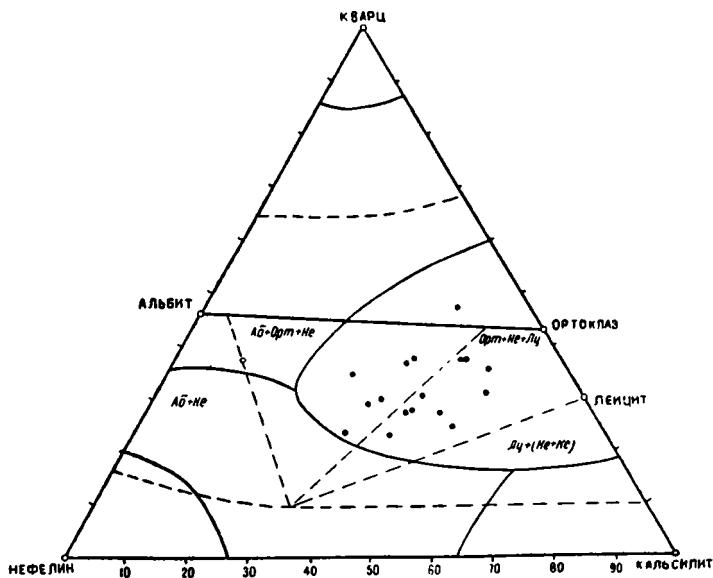


Рис. 47. Тройная система $SiO_2-KAlSiO_4-NaAlSiO_4$ с точками нормативных соотношений Ne , Ort , Ab и лейцита пироксен-гастингситовых и меланит-гастингситовых нефелиновых сиенитов (святоноситов) Есильского массива.

зация натрия наступила значительно позже, когда большая часть калия ушла на образование полевого шпата. К этому времени подавляющая часть кремнезема уже была исчерпана из расплава, и вместо альбита натрий связывается в недосыщенном кремнием фельдшпате — нефелине. Часть нефелина, очевидно, формируется одновременно с продолжающим кристаллизоваться калишпатом, а часть уже после калишпата, выполняя промежутки между ним и темноцветными минералами.

5. Диаграмма (рис. 48), составленная для полосчатых нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов Есильского массива, показывает, что эволюция расплава, давшего эти породы, идет в сторону значительного увеличения содержания K_2O , незначительного повышения SiO_2 и уменьшения содержания Na_2O . Смещение точек в правую половину поля свидетельствует о том, что первоначальный парагенезис калиево-натриевых минералов $Ab + Ort + Ne$ постепенно сменяется парагенезисом $Ort + Ne + Lc$ и в конечных дифференциатах — $Ort + Lc$, что явилось, очевидно, результатом описанной выше ассимиляции расплавом нефелин-сиенитового состава пород фонолитового и трахит-фонолитового состава.

6. На диаграмме (рис. 49), построенной для нефелиновых сиенитов, видно, что при незначительном рассеянном расположении фигуративных точек они постепенно перемещаются в сторону поля кристаллизации нефелина. Здесь исходный расплав, являющийся основой образования нефелиновых сиенитов, также характеризуется преобладанием калия над натрием.

В процессе развития нефелиновых сиенитов эволюция расплава идет закономерно в сторону увеличения содержания Na_2O при понижении содержания SiO_2 и K_2O до образования уртитов-монмутитов, что соответствует второму полю по А. А. Полканову.

Состав калиево-натриевого раствора на первой стадии кристаллизации пород соответствовал, очевидно, парагенетической ассоциации полевого шпата ($Ort + Ab$) + нефелин. Возможно, здесь происходило выделение и небольшого количества лейцита, который вследствие большого содержания SiO_2 в растворе тут же реагировал с ним, превращаясь в ортоклаз. Калиевый характер раствора способствовал выкристаллизации в виде первой твердой фазы калишпата, непрерывно обогащающегося альбитовым компонентом с повышением концентрации Na_2O в растворе.

При понижении температуры раствора до 660° начинается распад твердого раствора калишпата, и альбитовая составляющая выпадает в виде пертитов распада. Активизация натрия, наступившая, очевидно, при температуре около 600° , когда расплав уже был недосыщен кремнеземом, способствовала выделению нефелина в парагенетической ассоциации с калишпатом. Заканчивается кристаллизация, вероятно, формированием эвтектики нефелин — полевого шпата. При проникновении магматического очага в верхние слои, сопровождаемом понижением температуры и увеличением роли натрия (значительная часть калия ушла в условиях более высоких температур на создание калишпата), состав расплава приобретает резко выраженный существенно натриево-калиевый характер и в рассматриваемой системе располагается в определенной области низкоплавких составов. Этим можно объяснить, почему в ходе магмы в среднезернистых нефелиновых сиенитах первым начинает выкристаллизовываться нефелин и почему в нефелине уменьшается количество калиофилита (кальсилита). Фигуративные точки этих сиенитов располагаются в поле кристаллизации нефелина. Когда часть натрия уходит на образование нефелина и в растворе повышается концентрация кремнезе-

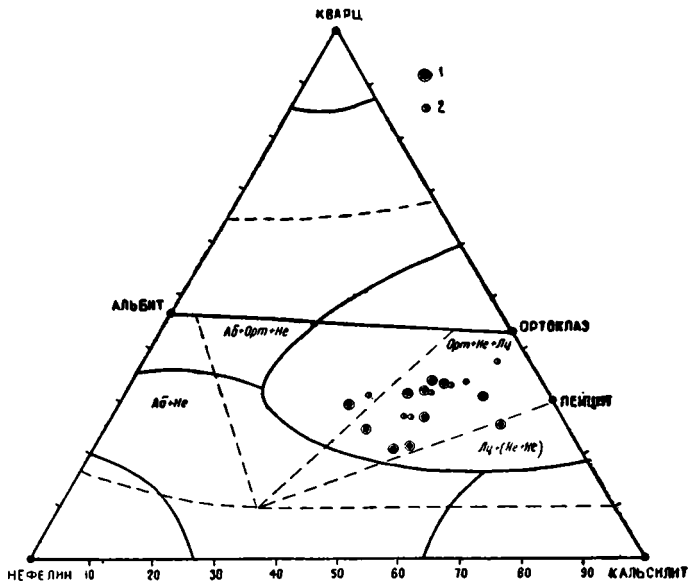


Рис. 48. Тройная система $\text{SiO}_2\text{—KAlSiO}_4\text{—NaAlSiO}_4$ с точками нормативных отношений Не, Орт, Аб, лейцита такситовых нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов Есильского массива. 1 — псевдо- и эпидейцитовые сиениты; 2 — такситовые нефелиновые сиениты.

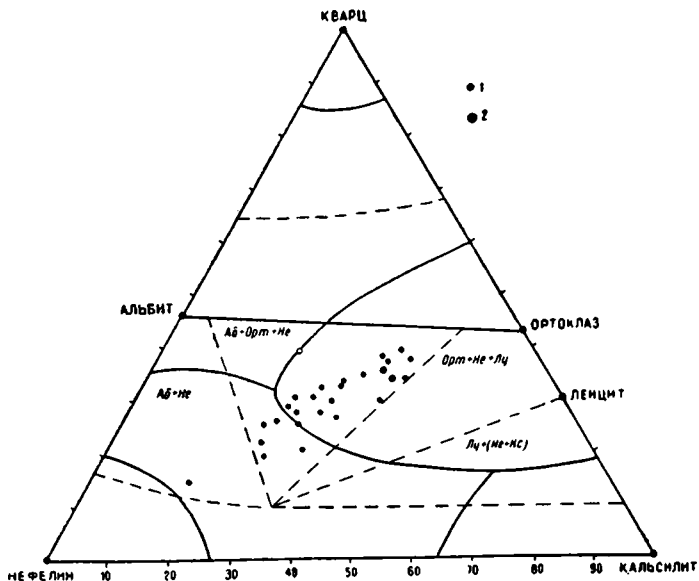


Рис. 49. Тройная система $\text{SiO}_2\text{—KAlSiO}_4\text{—NaAlSiO}_4$ с точками нормативных отношений Не, Орт, Аб, лейцита средне- и крупнозернистых нефелиновых сиенитов Есильского массива. 1 — среднезернистые нефелиновые сиениты; 2 — крупнозернистые нефелиновые сиениты.

ма, при достижении эвтектики нефелин — полевоы шпат в расплаве начинает выкристаллизовываться парагенезис нефелин — полевоы шпат.

Накопление в очаге летучих компонентов обусловило присутствие в составе нефелиновых сиенитов большого количества минералов с этими компонентами — содалита, флюорита и др. На последних этапах кристаллизации среднезернистых нефелиновых сиенитов, по-видимому, связь очага нефелин-сиенитовой магмы с первичным питающим очагом прекратилась. Остаточный расплав, обогатившийся калием после образования среднезернистых нефелиновых сиенитов, способствовал развитию нефелиновых сиенитов с высокоупорядоченным калиевым полевым шпатом, содержащим небольшое количество альбита, и с нефелином, обогащенным кальсилитом. Такой ход эволюции нефелин-сиенитовой магмы объясняет положение пегматоидных нефелиновых сиенитов в поле существенно калиевых пород. Приведенный физико-химический анализ указывает лишь на принципиальную возможность возникновения всех наблюдающихся разновидностей щелочных пород Есильского массива путем кристаллизационной дифференциации лейцитобазальтового расплава в глубинном магматическом очаге с последующим внедрением отдельных продуктов фракционирования. В действительности процесс формирования их несравнимо более сложный, так как, во-первых, пути кристаллизации в рассматриваемой системе намного сложнее; во-вторых, диаграмма состояния нефелин — кальсилит — кварц не учитывает меланократовой составляющей пород.

7. Наиболее молодыми, замыкающими образованиями интрузий щелочного ряда явились лампрофировые дайки минетта-вогезитовой группы, пересекающие все щелочные породы и по своему химизму приближающиеся к составу лейцитового базальта, что подтверждает наш вывод о единой магме, производной всех щелочных пород, магме

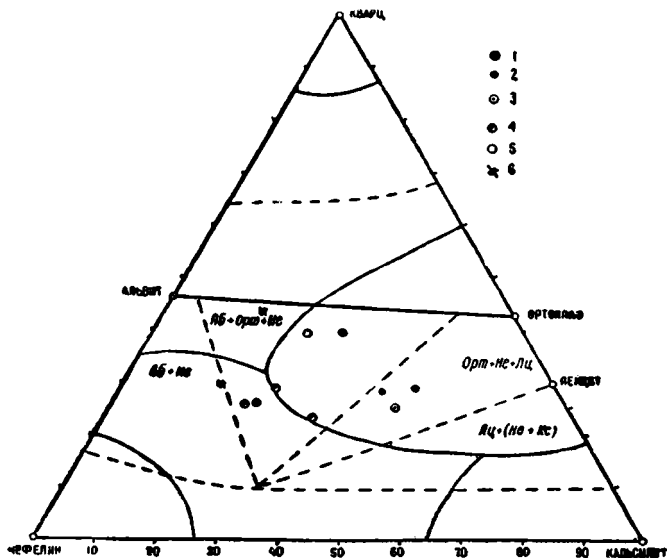


Рис. 50. Тройная система $\text{SiO}_2\text{—KAlSiO}_4\text{—NaAlSiO}_4$ с точками нормативных отношений Не, Орт, Аб и лейцита дайковых пород Есильского массива. 1 — пегматиты; 2 — нефелиновые сиениты; 3 — псевдолейцитовые порфиры; 4 — нефелиновые сиенит-порфиры; 5 — сиенит-аплит; 6 — лампрофиры.

лейцитового базальта. Фигуративные точки остальных пород сильно рассеяны (рис. 50) и ложатся в пределах двух треугольников: $\text{Орт} + \text{Не} + \text{Лц}$ и $\text{Аб} + \text{Орт} + \text{Не}$.

8. Магматический расплав пород четвертой фазы по химическому составу отличался повышенным содержанием кремнезема, несколько пониженным глинозема, кальция и соответствовал скорее всего составу эссексита-монцонита. Формированию пород щелочноземельного ряда предшествовал кратковременный перерыв, во время которого в массиве происходили небольшие тектонические подвижки с образованием глубоких конических трещин. Магма состава лейцитового базальта по ослабленным зонам поднялась в пределы гранитного слоя земной коры и, ассимилируя его, обогатилась глиноземом, потеряв CaO и MgO . Возникшая в гранитном слое монцонитовая магма поднялась по уже существовавшим магмоподводящим каналам (совпадающим с каналами пород щелочного ряда, так как в одном и том же комплексе они залегают совместно с щелочноземельными) к месту залегания пород. Можно предположить, что очаг монцонитовой магмы не совпадал с магматическим очагом магмы лейцитового базальта. Ярче всего это подтверждается кристаллизационной дифференциацией (рис. 51), в результате которой возникли различающиеся по минералогическому составу породы, представленные следующим рядом: кенталленит — эссексит — монцонит — биотитовый сиенит — щелочной сиенит — граносиенит.

9. Наконец, фигуративные точки эпинефелиновых сиенитов, являющихся постмагматически измененными породами массива, ложатся вблизи линии $\text{Аб} + \text{Орт}$ в пределах треугольника $\text{Аб} + \text{Орт} + \text{Не}$ (рис. 52), что сближает их с исходными породами.

На основании сказанного, можно заключить, что:

а) исходной магмой щелочных пород Есильского массива была трахибазальтовая магма, в результате дифференциации превратив-

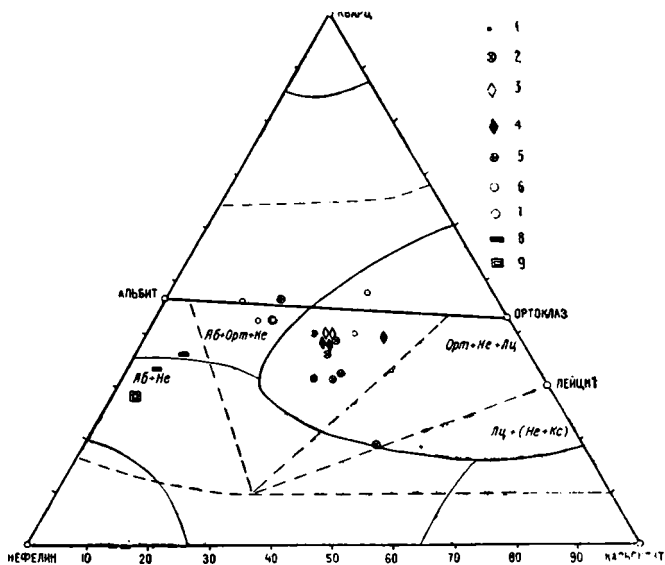


Рис. 51. Тройная система $\text{SiO}_2 - \text{KAlSiO}_4 - \text{NaAlSiO}_4$ с точками нормативных отношений Не , Орт , Аб и лейцита щелочных пород (IV фаза) Есильского массива. 1 — пикриты; 2 — кенталлениты; 3 — эссекситы; 4 — монцониты; 5 — щелочные сиениты; 6 — граносиениты; 7 — кварцевые щелочные сиениты; 8 — пироксениты; 9 — диабазы.

шаяся в магму лейцитового базальта, которая вследствие магматической и кристаллизационной дифференциации, сочетавшейся с ассимиляцией пород сиала, участвовала в образовании всего разнообразия пород массива;

б) в процессе формирования вулканогенной толщи и интрузивных щелочных пород дифференциация магмы происходила в направлении щелочной базальт — фонолит — фонолито-трахит — нефелиновый сиенит со значительным увеличением щелочности к концу дифференциации;

в) физико-химический анализ салической части нефелин-сиенитовых интрузий указывает на состав родоначальной магмы и позволяет сделать вывод об общем процессе кристаллизационной дифференциации всех разновидностей пород нефелин-сиенитового ряда;

г) эссекситовая (монцонитовая) магма, образовавшаяся путем ассимиляции щелочобазальтовой магмой пород гранитного слоя, претерпев кристаллизационную дифференциацию, создала ряд кенталленит-эссексит — монцонит — биотитовый сиенит — щелочной сиенит — граносиенит.

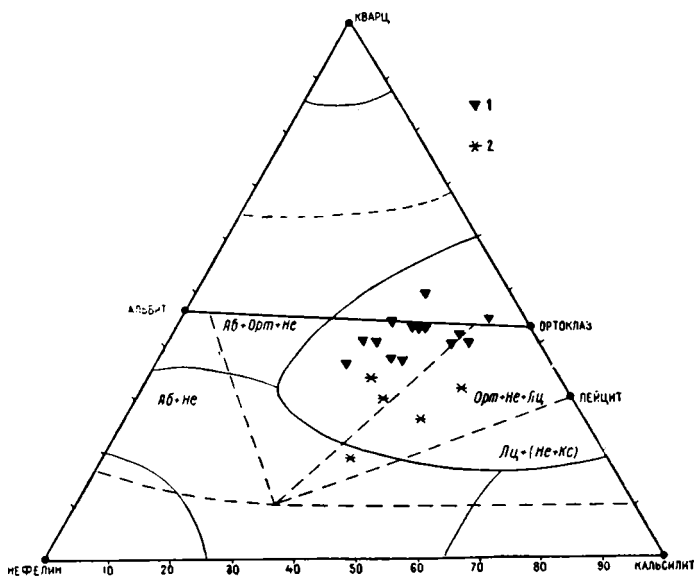


Рис. 52. Тройная система $\text{SiO}_2\text{—KAlSiO}_4\text{—NaAlSiO}_4$ с точками нормативных отношений Не, Орт, Аб и лейцита либеперитовых сиенитов и фенитов Есильского массива. 1 — либеперитовые сиениты; 2 — фениты.

Математическая обработка петрохимических данных щелочных пород Есильского массива. Анализ огромного аналитического материала (около 100 тысяч элементно-определений), охватывающего свыше 30 групп пород, требует применения методов математической статистики, которые позволяют более обоснованно судить о равенстве или различии содержаний тех или иных элементов в этих породах и о корреляционных связях между ними. Статистическая обработка числовых данных проводилась на машине БЭСМ-2 М в вычислительном центре Института математики и механики АН КазССР. Оценивались следующие параметры: среднее содержание каждого элемента (\bar{X}), среднее квадратическое отклонение дисперсии (S^2), коэффициент вариации (V),

величина асимметрии, закон распределения (\ln и N)¹⁴, парные и частные коэффициенты корреляции. Гипотезы соответствия дисперсий и равенства средних содержаний проверялись с помощью критериев Р. Фишера и Стьюдента. Определение вероятностных законов распределения с последующей проверкой с помощью критерия X^2 позволило установить, что все петрогенные окислы, за исключением отдельных случаев в щелочных породах Есильского массива, распределены в соответствии с нормальным законом. Средние содержания петрогенных окислов в вулканитах и плутонитах в породах миссуритовой субформации комплекса очень близки. В отношении среднего содержания главных окислов (X) наблюдаются следующие закономерности:

1. Заметное увеличение SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O от ранних к поздним образованиям (SiO_2 в вулканитах от 47 до 56,4%, в плутонитах — от 44,6 до 54,6% и т. д.). В эссекситовой субформации это повышение выражено ярче.

2. Четко устанавливается уменьшение некоторых окислов Ti , Fe , Mg и Ca от ранних к поздним дифференциатам.

3. Среднее содержание Fe_2O_3 и MgO почти одинаково как в сторону уменьшения, так и в сторону увеличения. Но общая тенденция к уменьшению количества их от ранних к поздним дифференциатам характерна для эффузивов и субвулканитов (от 4,5 до 2,7% Fe_2O_3).

Изучение поведения петрогенных окислов во времени позволило выявить, как уже указывалось, увеличение содержания SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O и уменьшение количества TiO_2 , FeO , MgO и CaO , что, очевидно, отражает падение степени гибридности пород от ранних к поздним образованиям. Статистические параметры средних типов эффузивных, субвулканических и плутонических фаций внутри пород каждой субформации в целом очень близки. Отмечается некоторое уменьшение Fe_2O_3 от первых фаз формирования к поздним — в эффузивах несколько больше, чем в их плутонических эквивалентах. Учитывая неравномерное распределение количества Fe^{2+} и Fe^{3+} в щелочных вулканитах, а также несколько повышенные значения $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ в них, допускаем возможность связи обогащения вулканитов Fe с воздействием эндогенных факторов, в том числе обогащение окисным железом с частичным окислением закисного железа атмосферным кислородом при извержениях. Отсутствие резких различий в средних содержаниях основных окислов в вулканитах и плутонитах миссуритовой и эссекситовой субформаций комплекса подтверждает вывод о довольно близком составе исходных магм, из которых они образовались.

Сравнение дисперсий породообразующих окислов нефелин-лейцитов пород Есильского массива показывает, что заметные различия наблюдаются в породах субвулканической и плутонической фаций, в которых лишь по K_2O и TiO_2 устанавливается сравнительно близкое равенство дисперсий между однотипными группами пород (между эффузивами I и II фазы по TiO_2 , между нефелиновыми интрузиями III фазы по K_2O). Некоторое равенство дисперсий групп пород по тем или иным петрогенным окислам указывает на их генетическое родство. Значительные отличия в содержаниях главных окислов в фациальных разновидностях щелочного комплекса свидетельствуют о неоднородности исходного магматического расплава. Выбранные совокупно-

¹⁴ Из 250 компонентов-определений распределение лишь в 10 случаях подчинилось сложному, а в 22 случаях — логнормальному законам. Относительно часто сложное и логнормальное распределение отмечается для феррических окислов — Fe_2O_3 , MgO , MnO , CaO .

сти характеризуются малыми величинами асимметрии (La) и коэффициента вариации (V) в их распределении, а наблюдаемые отдельные факты сложного и логнормального законов являются, очевидно, случайными, вызванными либо погрешностями в диагностике, либо использованием измененных пород с нарушенными соотношениями окислов и наличием не вполне однородных совокупностей и т. п.

ПЕТРОХИМИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КОНЫРСУЙСКОГО КОМПЛЕКСА

По породам комплекса мы располагаем 31 силикатным анализом¹⁵, данные которых приводятся в таблице 24. Петрохимическая эволюция магмы комплекса начинается с излияния трахибазальтов и базальтов через трахиандезиты и трахидациты до трахилипаритов и щелочных трахитов в эффузивных фациях; от ортоклазового габбро и эссекситов через монцониты и сиенито-диориты до щелочных сиенитов в плутонических и субвулканических фациях. По-видимому, такая же последовательность характерна и для дайковой фации комплекса — от основных через средние до кислых.

При сравнении пород конырсуйского комплекса с породами Семейтау (поскольку они оба относятся к одной — эссекситовой — субформации) выявляются следующие закономерности: 1) содержание глинозема, магнезии, извести и окиси натрия в однотипных породах Семейтау (трахибазальты, трахиты, монцониты и др.) несколько (1—5%) ниже, чем в аналогичных магматитах конырсуйского комплекса; 2) количество кремнезема, окиси и закиси железа в магматитах Семейтау заметно выше (2—6%), чем в таковых Конырсу; 3) по типу щелочности семейтауские породы характеризуются калиевым, а магматиты Конырсу — калий-натровым типами химизма.

По коэффициенту агпаитности все породы комплекса, кроме щелочных трахитов, принадлежат к миаскитовому типу (табл. 24). Для них обычны распространенные в миаскитовых ассоциациях фемические минералы: биотит, эгирин-диопсид и гастингсит. Щелочные трахиты комплекса относятся (определялись параллельно тремя методами) к агпаитовым образованиям, так как коэффициенты агпаитности у них выше единицы (1,16—1,45). Следовательно, есть полное основание полагать, что в районе конырсуйского щелочного комплекса (севернее Любимовского плутона) могут быть открыты новые залежи лейцитовых и нефелиновых пород типа есильских.

ПЕТРОХИМИЯ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИТОВ СЕМЕЙТАУСКОГО КОМПЛЕКСА

Результаты усредненного химического анализа¹⁶ пород комплекса приведены в таблице 25. Петрохимическая эволюция пород комплекса начинается, по-видимому, с трахибазальтов и трахиандезитов через щелочные трахиты до щелочных липаритов в эффузивной фации, от оливинового габбро и монцонитов через щелочные сиениты до щелочных гранитов в субвулканической или плутонической фации (рис. 43). Близкую к нашей схему предлагали еще Н. Н. Горностаев и В. К. Мониц. Обратную схему, т. е. от кислых через средние до основных, предложил А. Н. Истомина в 1965 г. Как показывают статистические параметры, по среднеарифметическому содержанию петрогенных окислов устанавливаются следующие закономерности:

¹⁵ Анализ III* наш, остальные заимствованы из работы А. А. Лебедева-Зиновьева (1969).

¹⁶ Все химические анализы щелочных пород комплекса заимствованы у А. Н. Истомина.

Таблица 24

Химический состав щелочных пород коньсурейского магматического комплекса (в скобках количество усредненных анализов), вес. %

Фацция	Возрастная группа	Порода	Компоненты, вес. %													Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому									
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.л.п.	P ₂ O ₅	Σ	a	c	b	s	a'(c')	f'	m'	n	Q	a/c
Эффузивная	Ia	Трахибазальты (габбро-диабазы)	48,5	1,0	15,0	4,85	4,17	0,23	6,75	11,0	3,70	1,58	3,55	0,4	100,43	10,54	4,79	28,4	56,27	(30,3)	29,2	40,5	77,8	—	2,19
	IIa	Трахиандезиты, трахидациты	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	III*	Трахилипариты (комендиты)	74,0	0,14	11,8	4,18	0,66	0,03	0,05	0,62	5,50	4,30	0,74	—	98,94	15,33	1,52	1,71	81,44	(42,4)	57,0	60,0	79,8	30,29	1,20
Субвулканическая	Ia	Габбро-порфириты	47,0	1,48	18,2	5,58	3,97	0,22	3,93	8,22	3,90	5,5	2,99	—	100,77	17,11	4,02	22,12	56,75	(28,6)	40,4	31,1	52,0	—	4,2
	IIb	Монцонит-порфириты	52,3	1,18	19,5	4,46	3,02	0,18	2,0	7,3	5,86	3,09	1,88	—	100,28	16,91	5,12	14,86	63,09	(27,7)	48,3	24,0	72,3	—	3,3
Интрузивная	Iв	Ортоклазовое габбро	49,4	0,86	20,0	3,65	3,90	0,17	3,15	10,8	4,27	1,87	2,1	—	100,2	12,82	7,72	19,16	60,27	(32,3)	38,4	29,3	7,75	—	1,7
	II	Сиенодиориты (3)	55,0	0,60	14,8	3,01	3,76	0,17	5,77	6,17	3,1	2,28	2,4	—	97,06	11,8	5,66	9,5	73,0	(31,1)	50,1	36,1	70,2	3,4	2,6
	III	Монцониты (3)	54,0	1,15	20,15	3,26	3,48	0,14	2,10	7,65	4,41	2,81	1,1	—	100,25	16,9	3,14	15,01	62,97	(26,8)	45,5	27,7	75,0	—	5,4
		Щелочные граниты	73,2	0,16	13,3	3,35	0,72	—	0,47	0,61	3,54	4,60	0,65	—	99,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Дайковая и жильная		Сиенодиориты (3)	61,3	0,57	15,05	3,02	2,75	0,14	3,42	5,7	3,74	2,94	2,85	—	101,48	12,3	3,78	14,2	68,0	(21,8)	38,9	39,08	66,0	9,3	3,2
		Кварцевые щелочные сиениты (5)	66,4	0,46	16,6	2,54	1,14	0,10	0,79	1,51	5,00	4,79	1,35	—	100,68	17,8	1,82	5,1	75,0	(10,6)	63,0	26,4	61,5	13,0	9,7
		Сиенит-порфириты (5)	62,0	0,90	15,50	2,72	2,36	0,12	2,45	3,54	4,76	4,22	1,43	—	100,0	14,0	3,64	9,76	74,2	(7,3)	48,5	44,0	77,0	15,2	3,9
		Малхиты	51,8	1,58	18,0	6,13	4,46	0,24	3,30	9,10	2,75	2,06	1,0	—	99,60	9,53	8,01	19,73	62,73	(18,6)	31,4	30,0	68,1	1,6	1,2
		Спессартиты	51,2	1,16	15,9	0,95	8,0	0,12	9,63	8,24	2,84	1,51	0,90	—	100,45	8,27	6,27	27,70	55,78	(12,7)	29,9	57,4	74,3	8,4	1,3
		Керсантиты	49,4	1,39	12,9	3,99	5,2	0,18	9,88	10,1	3,8	1,04	2,0	—	99,68	9,02	3,79	32,04	55,03	(25,0)	25,4	49,6	84,0	11,2	2,4
		Вогезиты	48,6	1,07	13,6	3,98	4,28	0,18	10,6	9,55	4,42	2,10	1,40	—	99,46	12,65	2,18	32,65	52,52	(26,6)	22,0	51,4	77,0	22,1	5,7
		Диоритовые порфириты (2)	57,1	0,81	15,7	2,87	2,57	0,13	3,28	4,42	4,10	2,5	1,82	—	101,2	13,5	4,4	12,5	69,5	(10,4)	41,1	47,5	71,0	7,7	3,1
		Пироксеновые порфириты	47,3	0,87	16,3	6,88	3,03	0,18	7,60	10,2	4,36	4,64	0,10	—	101,86	16,36	2,12	30,17	51,35	(31,8)	48,0	40,3	61,4	32,0	7,8

Таблица 25

Средний химический состав пород семейтауского комплекса, вес. %

Возрастная группа	Порода	Средний химический состав пород семейтауского комплекса, вес. %												Σ
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	
Ia	Трахибазальты	51,20	0,08	15,60	7,60	6,70	0,02	3,70	6,12	3,25	2,53	0,01	2,2	99,01
Iб	Трахиты	71,40	0,07	15,10	3,86	0,81	0,01	0,41	2,25	2,95	4,95	0,02	0,40	101,41
Iв	Кварц-анортоклазовые полосчатые порфиры	72,70	0,26	14,20	1,14	1,20	0,02	0,20	0,49	2,90	5,05	0,04	0,17	99,73
Iг	Кварц-анортоклазовые липариты	74,80	0,13	13,00	1,00	2,40	0,04	0,19	0,80	2,14	5,56	0,04	0,19	100,18
IIa	Латитовые порфиры	60,50	0,33	16,40	4,20	4,46	0,03	1,55	1,10	3,80	4,60	0,19	2,33	99,49
IIб	Анортоклазовые порфиры	67,00	0,43	15,70	3,54	1,17	0,02	0,38	0,60	3,76	5,70	0,11	1,54	99,95
IIв	Ортофиры	68,00	0,52	15,50	2,31	2,30	0,07	0,30	0,009	4,00	5,30	0,07	1,75	100,75
IIг	Натрий-анортоклазовые липариты	72,00	0,23	13,20	1,99	1,50	0,023	0,33	1,15	3,46	4,90	0,06	1,40	100,24
IIд	Липаритовые игнимбриты	72,70	0,13	12,65	0,90	2,80	0,07	0,37	0,10	2,38	5,30	0,03	2,20	99,58
IIе	Кали-анортоклазовые липариты	73,90	0,18	12,66	1,28	1,00	0,02	0,32	0,14	3,18	5,30	0,10	1,28	100,05
IIIa	Габбро оливиновые	51,10	1,14	17,40	4,10	6,60	0,17	3,20	7,90	4,00	1,62	0,48	1,70	99,41
IIIб	Диабазовые порфириты	51,80	1,56	16,20	3,61	9,00	0,11	2,90	6,10	3,95	2,25	0,65	1,66	99,79
IVa	Монцониты	59,80	1,07	16,20	4,90	3,84	0,08	1,20	3,65	4,05	3,26	0,30	1,27	99,62
IVб	Анортоклазовые монцониты	61,30	1,04	16,20	5,27	2,36	0,15	0,72	2,70	4,47	4,30	0,27	1,20	99,98
IVв	Анортоклазиты	67,10	0,50	15,30	3,58	1,60	0,06	0,38	1,28	3,84	5,38	0,06	1,33	100,41
IV	Щелочные неравномерно-зернистые биотитовые графитизированные граниты	72,70	0,30	13,00	1,14	2,2	0,05	0,17	0,79	3,15	5,26	0,04	0,38	99,2
IVa	Щелочные крупнозернистые гранит-порфиры	73,90	0,15	13,30	1,22	1,00	0,01	0,37	0,76	3,60	5,20	0,40	0,70	100,6
IV	Щелочные мелкозернистые граниты	73,90	0,10	12,80	0,67	2,10	0,01	0,38	0,74	3,45	5,31	0,01	0,44	99,91
IV	Щелочные аплитовидные граниты	75,00	0,13	15,05	0,67	0,89	0,01	0,25	0,46	4,65	4,11	0,01	0,20	101,44

1. Содержание SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O возрастает от более ранних (по нашей схеме) к более поздним этапам образования. Особенно характерен кремнезем (51,8—74,80%), калий (2,53—5,56%). В этом отношении породы комплекса приближаются к таковым Есильского, Бадамского и Любимовского массивов.

2. Количество Fe_2O_3 , FeO , MgO и CaO уменьшается от более ранних к более поздним этапам в пределах определенной возрастной группы и в целом по комплексу.

3. Примечательна выдержанность состава всех разновидностей пород комплекса, о чем свидетельствуют нормальный закон распределения компонентов¹⁷ и небольшие значения дисперсии и коэффициента вариации содержаний главных петрогенных окислов (табл. 25).

4. Характерна относительно низкая магнезиальность (0,17—0,41% для кислых и средних разновидностей, 1,55—3,70% — для основных) и титаноносность (TiO_2 — 0,07—0,52%, реже 1,04—1,56%) пород комплекса по сравнению с аналогичными породами Есильского и Любимовского массивов. В целом по петрохимическим особенностям породы комплекса относятся к ортоклаз-базальтовой (эссекситовой или монцонитовой) субформации, а по Ю. А. Кузнецову (1964) — к габбро-монцонит-сиенитовой формации орогенных зон.

Породы комплекса обладают в основном калиевым типом химизма, за исключением трахибазальтовых (оливиновые габбро, монциты, трахибазальты, диабазовые порфириты), имеющих калий-натровый состав щелочей. Существенно калиевый тип химизма большинства пород комплекса позволяет уверенно относить их к платформенной (альбазитовой) формации, что объясняется значительной ролью процессов кристаллизационной дифференциации в более спокойной тектонической обстановке.

Коэффициент агпаитности пород комплекса колеблется от 0,41 до 0,89 по В. М. Гольдшмидту и от 0,28 до 0,82 — по Б. И. Злобину. Отмечается, что коэффициент агпаитности и сумма щелочей увеличиваются от ранних к поздним образованиям внутри каждой возрастной группы, с одной стороны, и отдельных этапов — с другой. Общая щелочность пород вулканоплутона варьирует от 10,4 до 14,5 при среднем значении для всего комплекса 12,1, т. е. соответствует эссекситовой серии ишимского магматического комплекса: натрово-калиевое отношение для калиевых разновидностей пород ниже единицы (0,38—0,83), а для смешанных типов (калий-натровых) — выше единицы (1,04—2,49).

ПЕТРОХИМИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД АКСУ-БАДАМСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Приведенные в таблице 26 данные химических анализов горных пород позволяют установить характерные особенности изменения их среднего химического состава в естественных рядах, возникших при дифференциации альбазитовой, реже альгипербазитовой магмы. Нефелин-лейцитовые породы, как плутонические, так и вулканические, наиболее широко распространены в Чимкентской области (Жабаглы-Каржантау-Боролдайские горы).

Эффузивные породы комплекса. Среди вулкаников аксу-бадамского щелочного комплекса можно выделить два генетических ряда пород: лейцитит-лейцитовый тефрит — псевдолейцитовый фонолит — щелочной трахит-пантеллерит и трахидолерит (абсарокит) — лейцитит-

¹⁷ Из 1560 компонентов (156×10) только в 11 случаях оказалось логнормальное (1) и сложное (10) распределение элементов.

вый латит — эпилейцитовый фонолит — трахит — трахиандезит. Первый ряд относится к эссекситовой субформации (эффузивы Машатской впадины), а второй — к миссуритовой (эффузивы Бадама и Угама). Все члены комплекса, за исключением базальтовых порфиритов, характеризуются заметным преобладанием салической части над феррической, а основные группы пород повсеместно представлены мезократовыми и лейкократовыми типами (трахидолериты, трахиандезиты, фонолиты и щелочные трахиты; табл. 26).

Количественные данные химических анализов обрабатывались методами математической статистики, принципы которой изложены в работах Ван дер Вардена (1960), А. А. Беуса (1963), Д. А. Родионова (1964).

По средним содержаниям петрогенных окислов вулканические и субвулканические породы Машатского массива заметно отличаются от аналогичных образований Бадама, во-первых, пониженным количеством SiO_2 , K_2O и Fe_2O_3 (в первом среднее по массиву 5,0—9,0%, во втором — 4—7,75%); во-вторых, резко повышенным содержанием FeO , MgO , MnO и CaO . По времени образования среди магматитов наблюдается увеличение средних содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O и уменьшение FeO , MgO и CaO от ранних фаз к поздним. Следовательно, смена фаз во времени внутри каждой субформации сопровождается закономерным изменением их химизма.

Для эффузивов первой фазы Машатской впадины характерно наиболее стабильное распределение главных петрогенных окислов, отвечающих в основном нормальному закону распределения (табл. 26). Вулканиды второй фазы отличаются меньшей стабильностью, но распределяются также по нормальному закону, за исключением трех случаев, когда отмечен логнормальный закон по K_2O . По степени дисперсии вулканиды разных фаз также заметно различаются между собой, причем для пород первой фазы особенно характерно очень близкое, почти идеальное совпадение коэффициентов по всем породообразующим окислам. Коэффициенты вариации и асимметрии петрогенных окислов для пород первой фазы также очень близки между собой. По химическим анализам среди эффузивов Машатской впадины выделяется закономерный ряд от щелочных базальтов через лейцитовые фонолиты до щелочноземельных трахиандезитов в эффузивных фациях и от лейцитовых пироксенитов и габбро-пироксенитов через нефелиновые сиениты до монцонитов и диорито-сиенитов — в плутонических или субвулканических фациях (рис. 43). В том и другом случае щелочные породы тесно ассоциируют со щелочноземельными (насыщенными, $\text{SiO}_2 = 54—63\%$) образованиями, которые почти всегда обнаруживают те же петрохимические черты, что и щелочные разновидности. Это прежде всего некоторая недонасыщенность, за исключением натровых базальтов, натрия, а также более существенное содержание магнезии и извести в составе простых силикатов в первых фазах вулканизма. В более поздних дифференциатах вулканизма возрастает роль окисного железа.

При сравнении вулканидов и субвулканидов Машата и Бадама (каржантауский комплекс по В. А. Рахманову, 1966) выявляется следующее: а) низкая сумма щелочей в первом (в среднем для всех пород массива $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = \Sigma\text{R}_2\text{O}$ составляет 7%) и относительно высокая во втором ($\Sigma\text{R}_2\text{O}$ в среднем равна 10%), причем при заметном преобладании калия над натрием; б) довольно высокая известковистость ($\text{CaO} = 4,73—11,3$, в среднем 10%) пород Машата по сравнению с магматитами Бадама ($\text{CaO} = 1,48—6,62$, в среднем 4—5%); в) заметно повышенная магнезиальность ($\text{MgO} = 2,2—7,51$, в среднем 6%) выявляется

Таблица 26

Средний химический состав щелочных пород аксу-бадамского комплекса, вес. %

Массив	Фация	Возрастная группа	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.л.	Σ	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
Машатский	Эффузивная	I	Пироксеновые трахибазальтовые порфириты	40,58	1,06	15,10	7,25	5,23	0,16	7,51	12,61	2,15	2,51	0,43	4,82	99,48	
		I	Базальтовые порфириты	45,84	0,96	16,20	6,24	2,95	0,18	6,25	11,13	2,40	3,43	1,10	3,32	100,0	
		I	Нефелиновые базальты	45,90	1,12	13,30	5,87	3,87	0,10	5,92	11,12	3,70	2,38	1,37	5,35	100,0	
		I	Нефелиновые базаниты	45,90	0,88	19,05	6,30	3,30	0,16	4,71	10,26	4,14	1,57	—	3,30	99,87	
		I	Лейцититы	47,20	0,93	17,46	5,96	2,60	0,24	2,20	7,05	4,13	5,92	—	—	93,70	
	Субвулканическая	II	Латитовые порфиры	44,50	1,34	15,04	9,90	1,30	0,13	3,40	8,64	3,90	5,92	—	—	6,69	98,83
		II	Эссексит-порфириты	48,04	1,28	16,01	5,04	3,94	0,12	4,48	9,55	3,04	3,50	0,49	4,14	99,83	
		II	Трахиандезитовые порфиры	54,00	0,43	17,79	5,10	1,06	0,11	2,88	4,73	3,68	3,60	0,59	2,79	99,23	
		III	Сиенит-порфиры	53,71	0,72	16,80	5,30	1,43	0,21	3,89	5,26	3,83	6,67	—	—	95,81	
Бадамский	Эффузивная	I	Эссексит-порфириты эпилейцитовые и трахит-эпилейцитовые порфиры	50,20	0,80	17,21	7,75	0,14	0,07	0,71	6,62	4,42	6,21	0,56	5,60	100,76	
		I	Щелочные трахитовые и трахиандезитовые порфиры	62,88	0,46	16,79	4,06	0,36	0,05	1,24	1,48	3,93	6,67	0,21	1,35	99,46	
	Субвулканическая	II	Амфиболовые (щелочные) сиенит-порфиры	52,23	—	16,88	4,15	3,12	—	1,70	5,33	2,59	6,51	0,28	6,45	100,14	
		IV	Щелочные сиенит-порфиры	51,40	0,50	17,40	5,93	0,86	0,02	2,40	6,05	3,55	7,00	0,38	5,19	100,72	

Каннды	Интрузивная	I	Пироксениты псевдолейцитовые, биотитовые	42,56	1,81	6,70	7,50	6,83	0,11	11,59	16,5	1,40	2,30	1,70	1,88	100,90	
		II	Шонкиниты	46,29	1,60	13,13	5,31	5,47	0,06	5,50	9,60	3,82	6,20	1,56	0,65	0,65	98,45
		III	Монзониты	49,47	1,40	16,22	5,44	5,07	0,17	5,51	10,22	3,30	2,52	0,64	0,60	0,60	100,61
		IV	Щелочные сиениты	51,31	0,84	19,90	3,52	2,42	0,14	1,50	5,29	5,03	7,86	0,19	0,98	0,98	98,98
		V	Псевдолейцитовые сиениты	46,40	1,25	11,51	6,16	5,60	0,34	7,63	12,25	1,82	4,40	1,18	—	—	98,44
Ирису	Субвулканическая	Ia	Лейцититы, лейцитовые авгититы, тефриты	45,50	1,10	10,45	9,30	4,10	0,30	7,70	17,90	1,50	2,15	0,30	—	100,30	
		I6	Пироксениты биотитовые, ортоклазовые, псевдолейцитовые	40,70	1,50	6,10	12,99	6,70	0,33	10,36	20,46	0,60	0,77	—	0,68	0,68	101,98
	Интрузивная	II	Фергусит-порфиры (бывшие шонкиниты)	49,90	0,85	13,93	5,19	4,71	0,16	6,70	11,23	2,73	4,72	0,33	0,22	0,22	100,20
		III	Монзониты	52,20	0,69	15,70	5,60	4,10	0,10	3,78	8,44	3,73	4,91	—	0,67	0,67	100,01
		IV	Нефелиновые сиениты, среднезернистые и меланократовые	58,50	0,70	17,50	2,90	2,36	—	2,91	5,06	5,20	5,30	—	—	—	100,43
IV	Фергусит-порфиры (полосчатые)	49,07	1,00	14,04	5,15	4,04	—	6,32	10,36	2,53	4,90	0,30	1,52	1,52	99,23		
Дайковая		I	Псевдолейцитовые сиениты	50,90	0,86	15,38	4,70	4,36	0,13	4,31	7,50	3,22	4,70	1,03	—	—	97,09
		II	Щелочные сиениты	52,23	1,00	17,02	4,33	3,74	0,11	3,91	8,76	5,60	3,00	0,51	—	—	100,22
		III	Фергуситы	53,04	1,00	15,10	4,65	4,50	0,10	3,71	6,25	3,65	6,20	—	—	—	98,20
		IV	Сиениты щелочноземельные	61,89	0,40	18,68	1,81	1,68	0,08	1,03	3,00	6,2	3,99	—	0,27	0,27	98,98

для пород Машатского массива по сравнению с магматитами Бадама ($MgO=0,71-2,4$, в среднем $1,5\%$). Помимо эффузивов Машатской и Бадамской зон подобные щелочные вулканиды нами отмечены и в бассейнах рек Уя, Аркатсай, Кызылсу, Шошкабулаксай и др., т. е. на всем правобережье рек Угама и Чирчика до гор Каржантау на юге, на площади 30×15 км. По последним данным В. А. Рахманова (1966, 1968), щелочные эффузивы (эпилейцитовые порфириды, эпилейцитовые и псевдолейцитовые порфиры и др.) речки Уя, ранее Н. П. Васильковским (1952) и другими геологами датированные как нижний и средний карбон, теперь отнесены к пермскому периоду. Аркатсайские порфириды отличаются повышенной щелочностью и по химизму приближаются к трахиандезитам. Петрохимический состав эффузивов кызылсуйской свиты, Н. П. Васильковским условно параллелизуемый с породами уинской, варьирует от нормальных дацитов и андезитов до трахидацитов и трахиандезитов. Почти такого же характера вулканиды трахиандезито-трахибазальтового состава р. Кызылсу и горы Мынбулак (кызылсуйская и мынбулакская свиты S_1-S_2). Петрохимической особенностью щелочных эффузивов рек Кызылсу и Уясай является повышенное содержание K_2O , достигающее в трахиандезитовых порфиридах $3,5\%$, а в щелочных трахитах 7% ; общая сумма Na_2O+K_2O равна $9,7\%$ (Рахманов, 1966).

Таким образом, щелочные вулканиды аксу-бадамского щелочного комплекса образуют один и тот же пермский (P_1) возрастной ряд комагматических эффузий — от трахибазальтов через трахиандезиты до щелочных трахитов и фонолитов (эпилейцитовые и псевдолейцитовые порфиры). Щелочные вулканиды сформировались в заключительный орогенный этап развития Северного Тянь-Шаня в условиях молодой платформы.

Интрузивные породы комплекса. Из плутонических пород аксу-бадамского щелочного комплекса петрохимически более или менее изучены породы Ирисуйского и Каиндинского плутонов (табл. 26), а породы других двадцати более мелких по размерам ($0,01-0,5$ км²) интрузивов почти не опробовались.

При сравнении петрохимических составов вулканических и плутонических пород аксу-бадамского (арыс-угамского) щелочного комплекса устанавливается их довольно близкое сходство. Трахибазальтовые и тефритовые порфириды, лейцититы по химизму (табл. 26) соответствуют щелочным пироксенитам и шонкинитам, а трахиандезиты, трахилипариты и щелочные трахит-фонолиты — монцонитам, щелочным гранитам, щелочным и нефелиновым сиенитам.

По среднему химическому составу (табл. 26), а также по основным минералам пироксениты интрузивов Ирису и Каинды очень близки к мельтейгиту, с одной стороны, и пироксениту — с другой Маймеча-Котуйской провинции (Гоньшакова, Егоров, 1968), т. е. отвечают типичным щелочным гипербазитам. Отдельные анализы меланократовых шонкинитов (проба 27: $SiO_2-46,26\%$; $TiO_2-0,95\%$; $Al_2O_3-7,18\%$; $Fe_2O_3-8,34\%$; $FeO-4,17\%$; $MnO-0,22\%$; $MgO-18,58\%$; $CaO-20,41\%$; $Na_2O-1,23\%$; $K_2O-0,80\%$) Ирисуйского субвулкана довольно близки пикритам и анкаратритам, по Р. Дэли, т. е. приближаются также к наиболее основным типам пород. Усредненный состав шонкинитов Ирису и Каинды почти тождествен среднему составу лимбургита и тешенита, по Р. Дэли. В связи с небольшим объемом аналитического материала мы ограничились приведением лишь общих оценок статистических параметров эмпирических распределений содержаний петрогенных окислов, характеризующих их разброс. При этом мы исходили только из гипотезы нормального распределе-

ния содержаний окислов. Как показывают данные статистического анализа, в распределении некоторых породообразующих окислов наблюдаются следующие закономерности: 1) увеличение SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и Na_2O в породах от ранних фаз к поздним; 2) убывание количества Fe_2O_3 , FeO , MnO , TiO_2 , MgO и CaO от ранних фаз к поздним.

Коэффициенты агпаитности пород изученного комплекса ниже единицы (0,41—0,81 — по В. М. Гольдшмидту и 0,28—0,73 — по Б. И. Злобину). Такие породы, по А. Е. Ферсману и В. И. Герасимовскому (1963), относятся к миаскитовому типу. Агпаитность их по калию заметно ниже, чем по натрию. Общая щелочность пород аксу-бадамского комплекса колеблется от 8,5 до 21,6%, в среднем для всего комплекса ~15%. Для пород ишимского щелочного комплекса общая щелочность для миссуритовой субформации варьирует от 12,7 до 41,4% при среднем значении 24%, а для эссекситовой субформации — 10—16,2% при среднем значении 13%. В целом по химизму и общей щелочности аксу-бадамские щелочные магматиты больше соответствуют ортоклаз-базальтовой субформации, чем лейцит-базальтовой, что предполагалось ранее. Калий-натровое соотношение ($\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$) в них изменяется от 0,40 до 2,50 (чаще 1,20—1,74) и в одном случае до 3,50. Несколько большая сумма щелочей и калий-натровое отношение отмечаются в плутонитах комплекса по сравнению с вулканитами.

Химические анализы щелочных пород аксу-бадамского магматического комплекса пересчитаны на нормативный состав. При нанесении на диаграмму Н. Л. Боуэна данных о породах Машата выявляется большой разброс фигуративных точек, в целом соответствующих второму и третьему полям гетерогенного равновесия. Из 54 пересчитанных силикатных проб 13 ложатся в поле существенно натровой (аль-

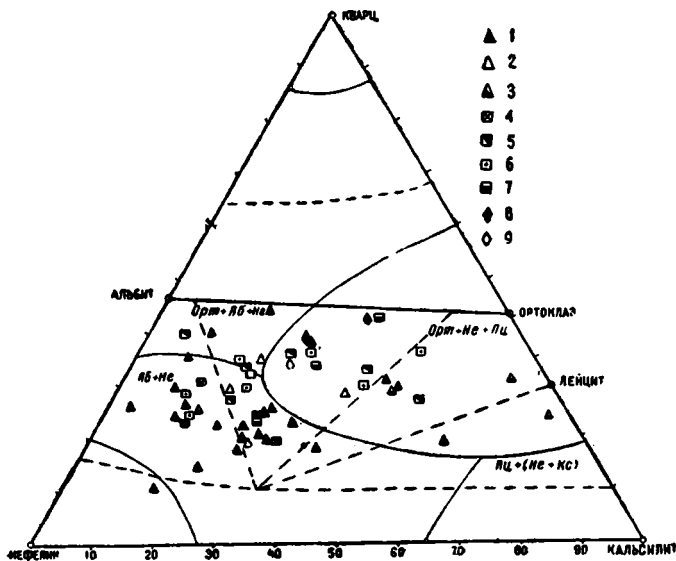


Рис. 53. Тройная система SiO_2 — KAlSiO_4 — NaAlSiO_4 с точками нормативных отношений Не, Орт, Аб и лейцита щелочных пород бассейна р. Даубаба. 1 — лейцитовые базальтовые порфириты; 2 — пироксеновые базальтовые порфириты; 3 — тефрито-базальтовые порфириты; 4 — эпилейцитовые тефриты; 5 — лейцититы; 6 — латитовые порфириты; 7 — андезит-порфириты; 8 — монцонит-порфириты; 9 — эссексит-порфириты.

бит-нефелиновой), 22 — натриево-калиевой и 19 — лейцит-ортоклазовой жидкостей. Согласно диаграмме гетерогенного равновесия (рис. 53), преобладающая часть проб щелочных базальтоидов (пироксеновые, тефритовые и лейцитовые базальты) располагается в поле нефелиновых и нефелин-ортоклазовых базальтов, что подтверждает наш вывод об одновременном сосуществовании трех субформаций — тефритовой, миссуритовой и эсекситовой — в пределах Машатского вулканоплутона.

Фигуративные точки салических магматитов Бадама, рассчитанных на нормативный состав (рис. 54), за исключением одной пробы (1449), лежат в поле лейцит-ортоклазовых жидкостей, что указывает на преобладание в массиве существенно калиевых пород. Салические минералы (Орт, Аб, Не) резко возрастают от ранних фаз к поздним.

Почти такой же характер носят фигуративные точки салических компонентов плутоцитов ирисуйского и каиндинского интрузивов, нанесенных на тройную диаграмму (рис. 55, 56), т. е. основная масса (80%) анализов пород находится в поле лейцит-ортоклазовых жидкостей. Обращает на себя внимание рассеивание фигуративных точек некоторых проб щелочных и лейцитовых пироксенитов (лейцитовые базальты, лейцититы субвулканической фации), а также шонкинитов. Пробы 23, 24, 27 из щелочных пироксенитов попадают в поле II — натриево-калиевых магм, т. е. отвечают ювитам и малиньитам (25, 26) Хибинского массива (Полканов и У Ли-жень, 1961).

Фигуративные точки щелочных сиенитов Ирису и Каинды попадают в поле I вблизи линии $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 , т. е. в область сиенитов, насыщенных кремнеземом. Кроме приведенных выше диаграмм, для уточнения химизма щелочных магматитов аксу-бадамского комплекса составлена векторная диаграмма по методу А. Н. Заварицкого (рис. 43). При этом отмечается, что линии интрузивных пород

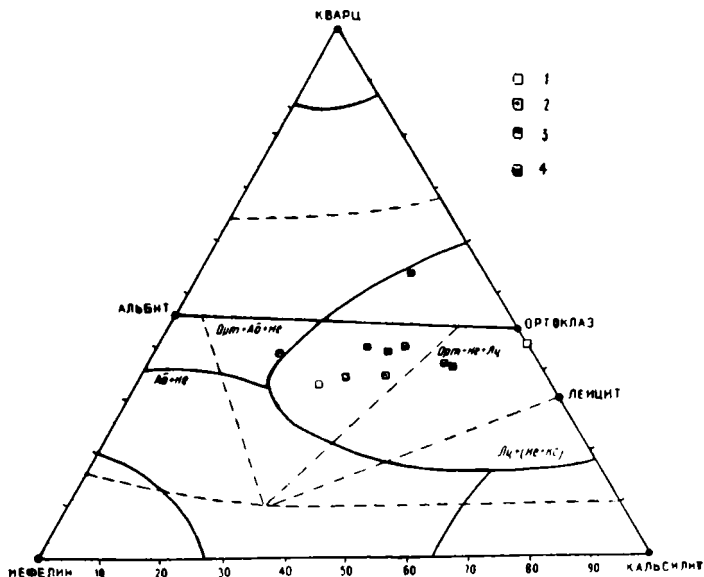


Рис. 54. Тройная система SiO_2 — KAlSiO_4 — NaAlSiO_4 с точками нормативных отношений Не, Орт, Аб и лейцита щелочных эффузивов бассейна р. Бадам. 1 — фонолит-порфир; 2 — латитовый порфир; 3 — биотит-ортоклазовый порфир; 4 — трахиандезит.

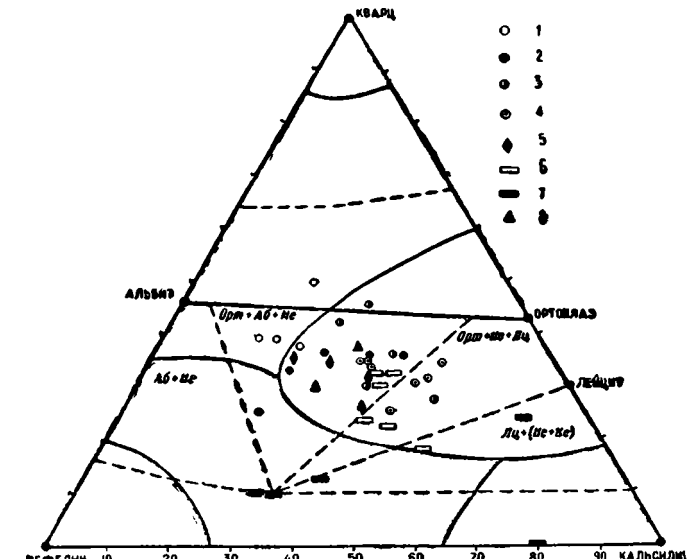


Рис. 55. Тройная система $\text{SiO}_2\text{—KAlSiO}_4\text{—NaAlSiO}_4$ с точками нормативных отношений Не, Орт, Аб и лейцита щелочных пород массива Ирису. 1 — щелочные сиениты; 2 — нефелиновые сиениты; 3 — такситовые нефелиновые сиениты; 4 — псевдолейцитовые сиениты; 5 — монзониты; 6 — шонкиниты; 7 — пироксениты; 8 — лейцитовые базальты.

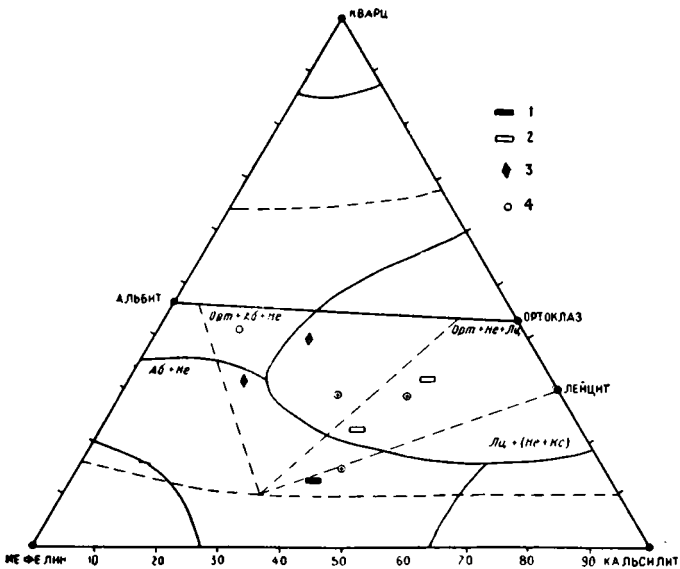


Рис. 56. Тройная система $\text{SiO}_2\text{—KAlSiO}_4\text{—NaAlSiO}_4$ с точками нормативных отношений Не, Орт, Аб и лейцита щелочных пород массива Каинды. 1 — пироксениты; 2 — шонкиниты; 3 — монзониты; 4 — сиениты щелочные.

аксу-бадамского комплекса располагаются вблизи линий эффузивных пород. Четко прослеживается постепенное смещение начальных точек векторов снизу вверх и слева направо, что отражает дифференциацию магмы в глубинном очаге. В эффузивной серии наблюдается отсутствие аналогов пироксенитов. Вариационные линии эффузивных серий Машата и Бадама начинаются со щелочных базальтоидов типа лейцитового базальта и шошонита, близких по составу к интрузивным шонкинитам.

Следует подчеркнуть, что все вариационные линии щелочных пород несколько наклонены к оси *SB* и расположены почти параллельно и немного правее линии Этны, отграничивающей типичные щелочноземельные породы от щелочных. Как видно, щелочные породы Южного Казахстана относятся к группе щелочных ассоциаций калиевого ряда. Небольшое удаление вариационных кривых описываемых пород от линии Этны позволяет говорить об их сравнительно небольшой щелочности. Приближение их к линии Этны в верхних частях диаграммы и пересечение с ней (линия р. Бадам) свидетельствуют о преобладании субщелочных разностей пород над щелочными в верхних частях разреза эффузивов и среди конечных членов интрузивной деятельности.

Начиная от нижних дифференциатов по направлению к верхним в процессе дифференциации исходной щелочно-основной магмы как в эффузивный, так и в интрузивный этапы увеличивается недосыщенность пород кремнекислотой при одновременном увеличении щелочности, уменьшении количества магния и изменении соотношения *K/Na* в сторону увеличения его (векторы выполаживаются). Колебания в составе щелочных пород выражены в резких вариациях фемических составных частей (векторов *b*) при постоянном увеличении его от сиенитов и трахидацитов к шошонит-порфирам, лейцититам и пироксенитам.

По петрохимическим особенностям щелочные породы юга Казахстана приближаются к указанным типам пород по Р. Дэли (анализы I—IV), а по вещественному составу и химизму — к щелочным породам Римской провинции (Заварицкий, 1941).

Таким образом, результаты геолого-петрографических и петрохимических исследований щелочных пород Южного Казахстана приводят к выводу, что все разнообразие петрографических типов щелочных пород обязано процессам дифференциации исходной альбазитовой магмы.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИТОВ ШАНШАРСКОГО КОМПЛЕКСА (КОСИСТЕКСКИЙ И ДРУГИЕ МАССИВЫ)

По собственно шаншарскому комплексу (Косистекский массив и его окружение) было использовано 6 полных химических анализов, два из которых относятся к щелочным эффузивам (калиевые щелочные трахиты), а четыре — к плутоническим фациям серии сиенит — щелочной сиенит. Для сравнения приводятся усредненные анализы нижнедевонских щелочных магматитов Западно-Мугоджарской зоны (табл. 27, анализы 7—13).

По химическому составу эффузивные и плутонические породы шаншарского комплекса довольно близки между собой, что подтверждает наш вывод о комагматичности серии. По содержанию кремнезема (52,64—55,64%) и сумме щелочей (10,2—10,50) шаншарские магматиты близки к трахит-эпилейцитовым порфирам ишимского комплекса. Содержание глинозема (15,9—17,20%) в них примерно на

1—5% меньше, чем в аналогичных породах Есильского массива. Вообще по содержанию Al_2O_3 , MgO , TiO_2 , Fe_2O_3 шаншарские магматиты ближе стоят к породам эссекситовой субформации ишимского, аксу-бадамского или конырсуйского комплексов. По характеру щелочности они относятся к калиевому типу химизма, т. е. отличаются заметным преобладанием калия над натрием, причем роль K_2O в конечных дифференциатах увеличивается.

Возрастными аналогами шаншарских щелочных магматитов в Западных Мугоджарах являются породы базальт-андезитовой формации нижнего девона по В. Г. Кориневскому (1969) и А. А. Абдулину (1971), которые среди герцинидов выделяют терригенно-вулканогенный (субщелочной) формационный ряд, внутри которого имеются две формации: трахиандезито-трахибазальтовая порфиритовая в Сакмарской зоне (наш шаншарский комплекс) и кремнисто-липарито-андезитовая в Зеленокаменной зоне. Мы считаем, что эти «две формации» следует объединить в одну щелочную трахибазальтовую формацию с переходом через трахиандезиты и трахидациты до щелочных трахитов и даже до натровых фонолитов (табл. 27, анализ 7). Причем анализы вулканитов Западных Мугоджар в большинстве случаев нами усреднены для более достоверного сопоставления с подобными породами Сакмарской зоны. Прежде всего следует отметить, что первоначальные названия магматитов Западных Мугоджар, установленные В. Г. Кориневским в 1969 г. по его же химическим анализам, не соответствуют действительности. Подтвердим это примером. Порода анализа 7 (по В. Г. Кориневскому — 25-В, 148-5) В. Г. Кориневским определена как андезитовый порфирит, на самом же деле по содержанию кремнезема (58,34%), глинозема (20,69%) и главное по высокой сумме щелочей (Na_2O —9,16%, K_2O —0,75%, $\Sigma\text{R}_2\text{O}$ —9,9%) она наиболее соответствует натровому фонолиту по Р. Дэли. Это подтверждается и умеренными содержаниями Fe_2O_3 (2,24%), FeO (4,6%), MgO (1,26%) и CaO (0,90%), что характерно для фонолитов и нефелиновых сиенитов (ийолитов, тингуаитов). Правильность нашего определения подтверждается и данными числовых характеристик по А. Н. Заварицкому.

Из таблицы 27 видно, что анализ 8, усредненный из двух проб А. А. Чумакова (1941, стр. 27, пробы 1, 2) и определенный им как спилит, по нашим данным, является трахибазальтом; анализ 9, по В. Г. Кориневскому, назван базальтовым порфиритом, в действительности это типичный трахибазальт с суммой щелочей 6,27%; анализ 10, среднее из четырех проб В. Г. Кориневского, названный им андезито-базальтом, интерпретируется нами как трахиандезит ($\Sigma\text{R}_2\text{O}$ —6,10%); проба 11, усредненная из 16 анализов В. Г. Кориневского и определенная им как андезитовый порфирит, в действительности отвечает трахиандезиту: SiO_2 колеблется от 61,28 до 69,68% при среднем значении 66,61%, Na_2O — от 2,08 до 7,0% при среднем значении 5,20%; K_2O — от 0,36 до 1,87, в среднем 0,86%. Породы анализа 12 (усредненного из 10 проб) ранее ошибочно интерпретировались как порфириты, а теперь оказались типичными липаритами и трахилипаритами, в которых содержание SiO_2 составляет 70—73,34%, в среднем 71,16%; Na_2O —4,2—6,0%, в среднем 5,23%; K_2O —0,15—1,91%, в среднем 0,87%; сумма щелочей 6,11%. Проба 13, описанная В. Г. Кориневским как андезито-базальтовый порфирит, на самом деле относится к обычным трахибазальтовым порфиритам или лейцитовому базаниту, по Р. Дэли, в которых содержание SiO_2 равно 45—48%; $\Sigma\text{R}_2\text{O}$ —6—8,5%. Лишь по высокому содержанию глинозема (22,64% вместо 15—17%) наша проба заметно отличается от среднего состава

Химический состав щелочных пород шаншарского комплекса (D₁₋₂) и Западных Мугоджар, вес. %

Таблица 27

Компоненты	Сакмарская зона (шаншарский комплекс)						Западные Мугоджары (жем-орский комплекс)									Средний состав по литературным данным		
	Эффузивная фация			Плутоническая фация			Эффузивная фация				Субвулканическ. фация		Эффузивная фация			Лейцитовый базальт по Р. Дзели (44, Заваричкий, 1941)	Эпилейцитовые порфиры	
	Щелочные трахиты	Щелочные сиениты	Моноциты	Фонолит, андезитовый порфирит по В. Г. Кориневскому	Трахитобазальты (среднее из 2 проб, бывшие диабазовые порфиры по А. А. Чумакову)	Трахитобазальтовые порфиры	Трахитандезитовые порфиры (среднее из 4 проб)	Трахитциты (среднее из 6 анализов)	Трахитнарициты (среднее из 10 анализов)	Трахитобазальтовые порфиры	Трахитобазальтовые порфиры	Лейцитовый базальт по Р. Дзели (44, Заваричкий, 1941)	Южного Урала (среднее из 8 проб)	Армении (Кероглы)				
															1*	2	3	4
SiO ₂	52,64	55,64	53,50	53,26	54,05	48,91	53,34	52,00	50,44	55,30	66,61	71,16	45,72	48,48	50,90	45,55	56,82	56,52
TiO ₂	0,8	0,8	1,05	0,99	0,98	1,46	0,54	0,75	0,54	0,62	0,43	0,38	0,43	1,84	1,04	2,33	0,53	0,30
Al ₂ O ₃	15,90	17,20	17,10	16,32	16,58	16,46	20,69	15,53	16,85	14,15	13,70	1,710	22,64	14,18	15,55	14,97	20,60	21,44
Fe ₂ O ₃	3,30	2,20	1,94	4,56	4,97	6,76	2,24	5,51	8,90	4,2	3,04	2,64	1,93	4,49	4,33	4,77	3,10	2,53
FeO	3,60	3,20	1,94	2,54	1,95	4,12	4,61	4,77	3,60	4,55	2,8	2,8	6,05	4,32	7,49	6,64	0,90	1,54
MnO	0,22	0,17	0,09	0,09	0,10	0,14	0,05	0,10	0,28	0,10	0,05	0,03	0,04	0,12	0,22	2,61	0,18	0,17
MgO	4,68	3,08	4,03	4,28	2,44	4,81	1,26	4,63	6,37	3,90	1,30	0,84	4,81	5,96	3,12	6,41	1,14	0,72
CaO	4,90	3,30	2,75	3,66	3,20	4,20	0,90	4,96	2,71	5,85	2,68	1,15	9,24	7,77	3,81	10,16	2,85	4,29
Na ₂ O	3,38	3,50	2,56	2,28	3,59	3,45	9,16	5,00	5,77	5,20	5,20	5,23	1,78	1,85	5,33	2,76	3,66	3,29
K ₂ O	6,88	7,00	6,03	6,37	4,44	3,55	0,75	1,17	0,50	0,90	0,86	0,87	4,01	4,61	3,45	4,04	8,84	5,99
P ₂ O ₅	0,60	0,60	0,34	0,38	0,36	0,40	0,16	0,06	0,07	—	—	—	0,05	0,50	0,55	0,15	—	—
H ₂ O+	0,05	0,04	0,49	2,99	4,54	4,11	0,24	0,72	0,56	0,41	0,17	0,20	0,16	0,58	0,38	1,61	1,25	0,48
П. п. н.	3,18	3,54	—	—	—	—	1,74	4,16	4,00	3,50	2,15	0,60	3,77	5,27	3,53	—	0,25	2,80
SO ₃	0,05	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	100,20	99,70	97,90	97,70	98,10	98,40	100,68	99,40	100,47	98,68	98,99	99,01	100,75	99,97	99,97	100,00	100,12	99,78
s	61,0	66,8	65,4	65,5	68,9	61,86	0,56	58,0	57,8	64,8	76,1	78,2	59,0	59,7	61,1	58,8	69,0	69,5
a	17,6	18,4	15,2	15,25	15,7	13,72	20,8	12,1	13,3	13,2	12,8	12,4	10,6	11,4	17,4	12,0	22,1	17,2
c	1,9	1,6	3,55	4,0	4,24	5,09	1,1	4,0	2,0	3,1	2,8	4,3	11,6	4,3	2,1	4,0	3,5	5,7
b	19,5	12,2	15,88	15,25	11,16	19,83	12,5	25,3	26,9	18,9	8,3	5,2	18,5	24,6	19,4	30,2	5,4	7,6
Q	-5,1	-3,8	-3,5	-4,50	2,16	-9,81	1,5	9,1	13,0	0,1	46,8	47,1	-15,4	-7,7	-14,7	-20,4	-8,7	-1
a:c	9,3	11,5	4,82	1,0	3,71	2,69	18,8	3,3	6,7	4,2	4,5	2,6	0,94	2,6	8,3	3,0	6,3	3,0
a'(c')	(23)	(11,6)	12,70	(4,72)	0,66	(2,24)	33,7	17,0	18,9	(24)	(6,1)	18,2	(5,8)	(22,8)	(13,9)	(27,6)	(1,2)	30,5
f'	33,3	43,6	42,10	44,2	59,68	53,32	49,2	38,8	40,9	40,5	66,4	41,2	44,8	34,0	58,0	36,2	65,4	53,0
m'	42,7	44,8	45,20	51,10	40,0	44,24	17,1	44,2	40,2	35,5	27,5	40,0	49,4	43,2	28,1	36,2	33,4	16,5
n	43,0	43,0	39,05	35,41	55,03	59,68	9,5	86,0	95	89,0	90,0	34,0	41,0	38	70	51,1	39,0	45,5

* Цифрами обозначены номера проб; пробы 7,8 и 10—15 заимствованы из материалов А. А. Абдулина и В. Г. Кориневского.

лейцитового базанита и приближается к фонолиту. Наконец, анализы 14 и 15 из эффузивов верхнеэйфельского комплекса, В. Г. Кориневским также неправильно определенные как базальтовые порфириты, нами диагностируются как типичные трахибазальтовые порфириты с содержанием щелочей от 6,48 до 8,78%. По количеству основных окислов первый из них больше отвечает лейцитовому базаниту, а второй — трахидолериту по Р. Дэли.

Приводя все эти данные, мы хотели подчеркнуть, что среди исследователей до сих пор нет строго определенного мнения о границе щелочности тех или иных магматических образований, поэтому нередки случаи, когда в разряд нормальных пород (в понимании А. Н. Заварицкого, 1941, стр. 22) часто попадают заведомо щелочные породы, даже обычные щелочные и нефелиновые сиениты. Это объясняется соотношением молекулярных количеств следующих окислов:

1. Нормальный ряд: $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$.
2. Плюмазитовый ряд: $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.
3. Агпайтовый ряд: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$.

Поскольку в обычных нефелиновых и щелочных сиенитах содержание глинозема довольно высокое (18—23%), несмотря на явно щелочной их характер, по соотношению указанных окислов они экстраполируются как «нормальный» ряд или миаскитовый тип химизма (В. М. Гольдшмидт, А. Е. Ферсман). Также не всегда правильно отбивается граница агпайтности (щелочности) и другими методами: Б. И. Злобина — по $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}}$, И. Г. Минеевой (1969) — по $\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}}$, Ю. И. Шейнманна (1961) и В. В. Андришина (1969). Поэтому мы предлагаем доступный всем простой количественный критерий разграничения магматических горных пород по щелочности. Для геологов-петрографов и геохимиков такой метод крайне необходим при разделении пород на нормальные, щелочные и т. д. (табл. 28).

Таблица 28

Пределы (границы) щелочности (агпайтности) изверженных горных пород

Порода	Na ₂ O + K ₂ O, вес %		Породы щелочного ряда
	Нормальный ряд	Щелочной ряд	
Граниты—липариты	До 7,5	>7,6	Трахилпариты, граниты щелочные
Диориты—андезиты	До 5,6	>5,7	Диорито-сиениты, монцониты — трахиандезиты
Габбро—базальты, диабазы	До 4,0	>4,1	Трахибазальты — оливиновые габбро, эссекситы и др.
Перидотиты, дуниты, пироксениты и их вулканиды	0,10—1,0	>1,1	Меймечиты, анкаратриты, щелочные пироксениты

ПЕТРОХИМИЯ ПОРОД АЛЬГРАНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

В настоящем разделе обобщен известный нам материал по петрохимии нефелин-сиенитовых интрузий альгранитовой формации Казахстана. Петрохимические особенности пород этой формации, которые отражены в таблице 29 и на диаграмме (рис. 43), позволяют оценить статистические параметры петрогенных окислов и сравнить количественные распределения их между однотипными породами. По сред-

Средний химический состав пород альгранитовой формации, вес. %

Массив	Фация	Возрастная группа	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Σ
Карсакпайский	Инtruзивная	II	Нефелиновые сиениты	57,55	0,26	22,88	1,92	1,87	0,03	0,65	2,35	8,96	2,24	0,13	1,18	100,02
		III	Щелочные сиениты	64,87	0,34	17,61	1,36	1,65	0,01	0,50	2,47	6,11	5,26	0,004	0,30	100,42
		IV	Лейкосиениты	64,83	0,42	17,14	2,12	1,72	0,06	1,03	2,58	5,09	4,43	0,16	0,55	100,13
	Автомата-соматическая		Альбитизированные сиениты	61,30	0,49	20,79	1,61	1,87	0,02	0,46	2,02	8,00	2,80	0,15	0,97	100,56
Каратальский	Инtruзивная	I	Щелочные сиениты	61,32	0,48	16,16	5,34	2,52	0,07	0,73	2,10	3,89	4,46	0,10	1,73	98,9
		II	Нефелиновые сиениты	55,33	0,28	20,66	4,53	1,65	0,23	0,85	3,27	6,47	3,86	—	0,83	98,06
Абаевский	Инtruзивная		Либенеритовые сиениты	55,87	0,29	23,34	3,59	0,79	0,06	0,38	2,84	6,22	2,25	0,08	4,29	100,0
		I	Щелочные сиениты	64,04	0,19	17,28	2,55	0,19	0,11	0,48	1,82	5,80	5,32	0,18	0,63	100,72
		II	Нефелиновые сиениты	59,10	0,18	20,88	1,84	2,53	0,04	0,53	3,01	5,75	5,87	0,20	0,76	100,69
		III	Трахитоидные нефелиновые сиениты	59,94	0,07	20,90	2,38	1,17	0,04	0,25	1,60	7,10	5,70	0,11	1,48	100,74
Богусыйский	Инtruзивная		Либенеритовые сиениты	61,20	0,07	20,16	4,30	0,31	0,08	0,19	0,69	6,26	6,12	0,13	1,24	100,75
		I	Щелочные сиениты	62,34	0,37	19,05	2,84	1,55	0,13	0,09	0,65	7,04	4,69	—	1,38	96,53
		II	Нефелиновые сиениты	56,85	0,14	23,72	1,54	1,71	0,22	0,85	1,46	9,0	4,32	0,07	1,26	101,0
			Граносиениты	66,28	0,65	15,80	3,02	1,66	0,04	0,84	2,28	5,71	2,52	0,18	1,03	100,01
Карасорский	Инtruзивная	IV	Сиенит-порфиры	66,86	0,20	17,14	3,32	1,56	0,09	—	—	5,92	4,04	—	0,7	100,25
		I	Щелочные сиениты	63,82	—	19,36	1,42	0,98	0,06	0,86	0,72	6,48	4,91	—	0,55	98,61
		II	Нефелиновые сиениты	59,20	0,06	23,80	1,77	1,08	0,06	0,27	1,16	7,90	3,63	0,11	0,91	100,03
		III	Лейкосиениты	67,66	0,08	14,87	2,35	1,79	0,13	—	1,22	5,60	4,90	0,03	0,36	99,31

нему содержанию SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO и щелочей щелочные и нефелиновые сиениты пяти сравниваемых плутонов очень близки между собой. Распределение петрогенных окислов в основном согласуется с нормальным законом: из 130 сравниваемых компонентов только 9 (TiO_2 — 7 и CaO — 2) оказались распределенными логнормально. Общим для всех массивов является небольшое увеличение кремнезема и глинозема от ранних фаз к поздним, т. е. от щелочных сиенитов к нефелиновым породам. Вторая особенность интрузий щелочногранитоидной формации — это преобладание натрия над калием, т. е. калий-натровый тип химизма, тогда как в аналогичных породах альбазитовой формации наблюдается обратное соотношение — существенно калиевый или натрово-калиевый тип химизма с резким преобладанием последнего. Причем роль натрия увеличивается от ранних фаз к поздним, особенно заметно в продуктах постмагматизма.

По среднеарифметическому содержанию петрогенных окислов и некоторым другим оценкам статистических параметров нефелиновые сиениты описываемых пяти массивов очень близки к фойяиту (Нюккольдс, 1954) или миаскиту (Соловьев, 1970).

Для сравниваемых щелочных пород характерными минералами являются калишпат (ортоклаз и микроклин), альбит, нефелин, феррогастингсит, лепидомелан, реже эгирин и рибекит. Эти же минералы свойственны и щелочным сиенитам, а фемические компоненты нередко входят в состав и щелочных гранитов описываемых плутонов. По величине коэффициента агпаитности (по В. М. Гольдшмидту — 0,56—0,97, по Б. И. Злобину — 0,37—0,96) щелочные породы этих пяти нефелино-сиенитовых плутонов относятся к миаскитовой группе. Общая их щелочность варьирует от 12,4 до 24,8, а для нефелиновых и щелочных сиенитов четырех массивов эта величина (18,6—19,6%) характеризуется почти идеальным соответствием. Натриево-калиевое отношение находится в пределах 0,85—6,30 при преобладающем значении 1,46—1,75.

На основании химического анализа нами произведен пересчет на нормативный состав нефелиновых пород щелочногранитоидной формации Казахстана. Количественное содержание нормативных силикатных компонентов $\text{Орт} + \text{Не} + \text{Аб}$ и Лц приведено к 100%. При нанесении по этим данным фигуративных точек на диаграмму Н. Л. Боуэна выявляются следующие закономерности. Фигуративные точки пород Карсакпайского массива (рис. 57) разбросаны в довольно широком диапазоне — от существенно калиевых до сиенитовых и нефелин-сиенитовых жидкостей. Все точки нефелиновых сиенитов ложатся достаточно далеко от тройной эвтектики $\text{Аб} + \text{Орт} + \text{Не}$ и близко друг от друга. Фигуративные точки большинства щелочных сиенитов массива располагаются вблизи прямой линии $\text{Аб} + \text{Орт}$. Фигуративные точки (всего 2) щелочных трахитов Актасского вулкана также далеко разбросаны — одна лежит в поле I выше линии альбит — ортоклаз, а другая — в поле лейцит — ортоклаз. Во всяком случае можно допустить, что щелочные трахиты Актаса вполне комагматичны со щелочными сиенитами Карсакпайского плутона. Отличие состоит лишь в том, что вулканиты Актаса характеризуются натриево-калиевым, а плутониты Карсакпая — существенно натриевым типом химизма. Это объясняется тем, что щелочные и нефелиновые сиениты необычайно интенсивно альбитизированы до альбитовых сиенитов и мономинеральных альбититов, тогда как эффузивы почти не подвержены этому процессу.

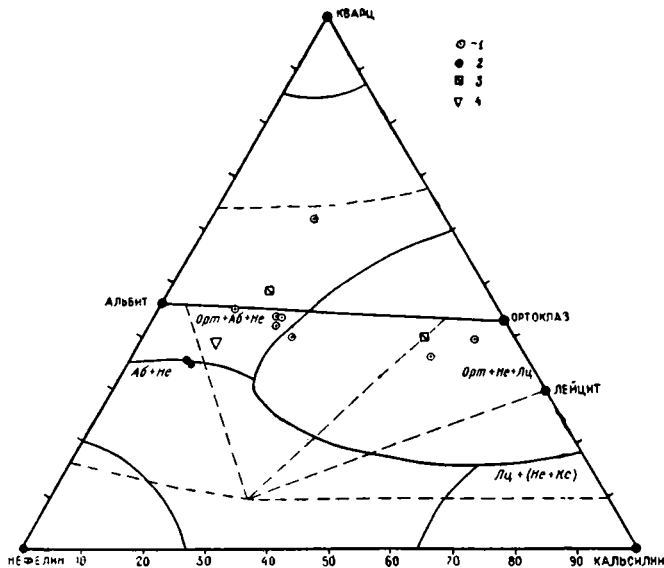


Рис. 57. Тройная система $\text{SiO}_2\text{—KAlSiO}_4\text{—NaAlSiO}_4$ с точками нормативных отношений Не, Орт, Аб и лейцита щелочных пород Карсакапайского массива. 1 — сиениты; 2 — нефелиновые сиениты; 3 — ортофиры; 4 — либнеритовый сиенит.

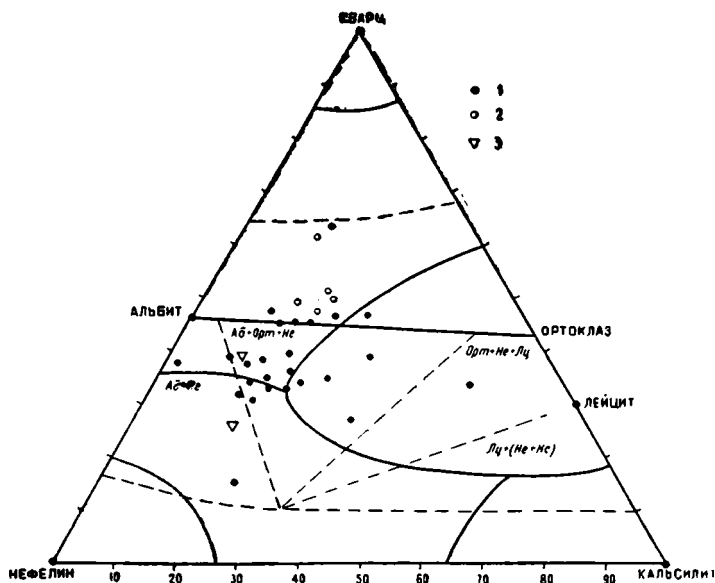


Рис. 58. Тройная система $\text{SiO}_2\text{—KAlSiO}_4\text{—NaAlSiO}_4$ с точками нормативных отношений Не, Орт, Аб и лейцита щелочных пород Баянаульского района. 1 — нефелиновые сиениты; 2 — щелочные сиениты; 3 — либнеритовые сиениты.

Почти аналогично положение точек пород Каратальского интрузива (рис. 58), отличающееся довольно большим разбросом. Однако и здесь $\frac{2}{3}$ фигуративных точек нефелиновых сиенитов ложатся довольно близко от тройной эвтектики $Ab+Ort+Ne$, недалеко друг от

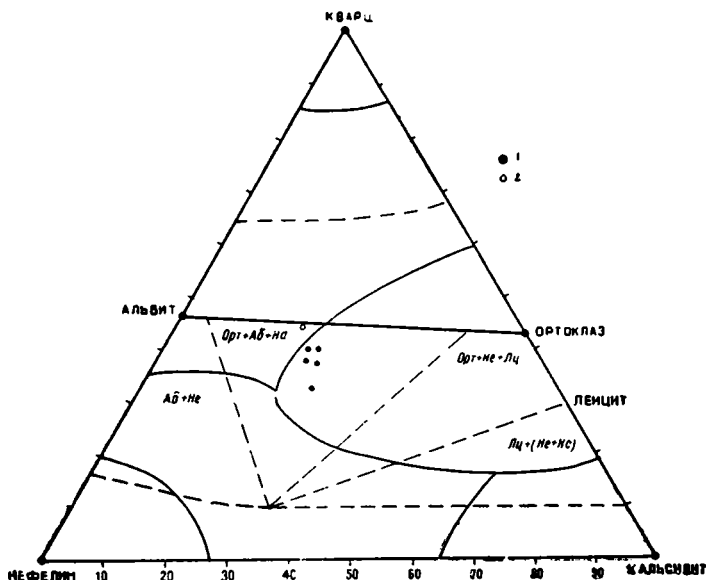


Рис. 59. Тройная система $SiO_2-KAlSiO_4-NaAlSiO_4$ с точками нормативных отношений Ne , Ort , Ab и лейцита щелочных пород Абаевского массива. 1 — нефелиновые сиениты; 2 — щелочные сиениты.

друга. Все фигуративные точки щелочных сиенитов попадают в поле натриевых сиенитов выше прямой альбит — ортоклаз. Среди нефелиновых сиенитов массива, согласно таблице и диаграмме, отмечаются разновидности пород от существовавшего нефелиновых (уртиты, ийолиты) через альбит-нефелиновые и $Ab+Ort+Ne$ до нефелин-ортоклазовых. Все фигуративные точки нефелиновых сиенитов Абаевского плутона (рис. 59) расположены в треугольнике $Ab+Ort+Ne$ вблизи друг друга, ниже прямой альбит — ортоклаз.

Фигуративные точки нормативных составов пород Борсыксайского массива (рис. 60) распределяются также в широком диапазоне, занимая почти все три поля, — от существовавшего натриевых (альбит-нефелиновых) через натрово-калиевые до существовавшего калиевых жидкостей. Но наибольшее количество точек нефелиновых сиенитов попадает в треугольник $Ab+Ort+Ne$, недалеко от тройной эвтектики. Наблюдается постепенное убывание нефелина и увеличение полевых шпатов ($Ab+Ort$) от более ранних пород к более поздним, соответственно образуются нефелиновый сиенит — щелочной сиенит — сиенит-порфир — щелочной гранит. Отклонение фигуративных точек от тройной эвтектики $Ab+Ort+Ne$ объясняется обогащением расплавов кремнеземом.

Из сопоставления четырех диаграмм нефелин-сиенитовых интрузий формации видно, что в основном они очень сходны между собой. Особенно близки по условиям образования однотипные породы (нефелиновые сиениты Борсыксайского плутона и соответствующие им подобные породы Баянаульского района и т. д.). Все это заставляет ду-

мать, что они являются дифференциатами единой магмы на глубине. Следует отметить, что часть фигуративных точек нефелиновых сиенитов щелочных плутонов (Борсыксай, Абай, Карсакпай и др.) ложится в первичном поле лейцита (калиевом), несмотря на то, что среди плуто-

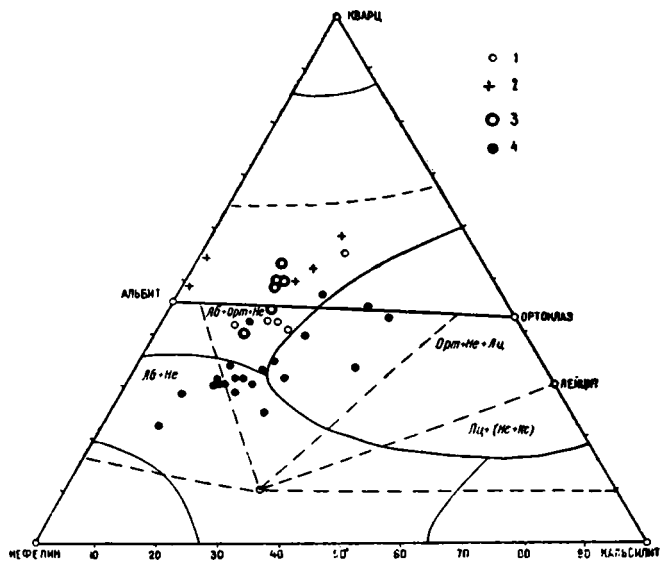


Рис. 60. Тройная система $\text{SiO}_2\text{—KAlSiO}_4\text{—NaAlSiO}_4$ с точками нормативных отношений Не, Орт, Аб и лейцита щелочных пород Мугоджар. 1 — щелочные сиениты; 2 — граносиениты, щелочные граниты; 3 — сиенит-порфиры; 4 — нефелиновые сиениты.

нитов щелочногранитоидной формации пока не отмечены явные выделения лейцита или псевдолейцита. Однако мы допускаем присутствие их в тех или иных породах, так как, согласно Р. Ф. Фудали (Fudaly, 1963), «конечные соединения нефелин — полевошпат в плутонических щелочных породах, составы которых находятся в первичном поле лейцита, в большинстве случаев являются продуктом распада твердого раствора лейцита в условиях субсолидуса, и эти породы одновременно должны были содержать значительное количество псевдолейцита, доказательство присутствия которого может остаться или сгладиться (курсив наш. — А. Н.) в процессе последовательного исторического преобразования породы» (стр. 1124). В связи с этим еще нельзя считать окончательно решенными вопросы генезиса нефелин-сиенитовых интрузий альгранитовой формации.

* * *

Петрохимический состав щелочных пород Казахстана позволяет выделить среди них три магматические формации — альгипербазитовую, альбазитовую и альгранитовую, каждая из которых характеризуется своими особенностями.

Породы альгипербазитовой формации отличаются значительной недосыщенностью кремнеземом (35—45%) и сравнительно высоким (2—10%) содержанием щелочей. Устанавливается изменение химизма от существенно натриевого в эффузивных до калиевого в плутонических фациях. Щелочные породы жаркаинагашского и красномай-

ского комплексов по типу щелочности обладают калиевым типом химизма. Коэффициент агпаитности их варьирует от 0,45 до 1,05 по В. М. Гольдшмидту и от 0,05 до 1,03 — по Б. И. Злобину. Магматиты жанаталапского комплекса отличаются заметно повышенной щелочностью ($\Sigma R_2O = 1,36—8,8\%$), высокими содержаниями глинозема (12—20%), магнезии (18—37%), окиси титана (5,7—10,3%) и фосфора (6,8—13%) в некоторых группах пород, а также существенно натриевым типом химизма.

Петрохимические особенности щелочных пород альбазитовой формации Казахстана определяются заметной недонасыщенностью кремнекислотой и высоким калинатовым отношением ($K_2O/Na_2O = 1,5$), что отражается в отрицательном значении Q , а также в уменьшении фемической составляющей для преобладающих типов эффузивных и интрузивных фаций по сравнению с альгипербазитовой формацией. По типу щелочности четко выделяются три группы пород: а) обогащенные щелочами существенно калиевые породы — лейцититы, лейцитовые тефриты, фонолиты и фонолито-трахиты в эффузивной фации, лейцитовые пироксениты, малинциты, святоноситы, лейцитито-нефелиновые (эпи- и псевдолейцитовые) сиениты, монцониты в плутонической фации; б) умеренно богатые щелочами существенно натриевые или калинатовые — нефелиновые и щелочные сиениты; в) относительно бедные щелочами породы — щелочноземельные интрузии, лампрофиры и щелочные базальтоиды. Коэффициент агпаитности щелочных пород в основном всегда ниже единицы. Общая щелочность пород формации $\frac{K_2O + Na_2O}{SiO_2} \cdot 100$ колеблется в следующих пределах: 1) для пород ишимского комплекса — от 12,2 до 14,4 для эссекситовой, от 12,7 до 41,4 — для миссуритовой и от 12,7 до 14,6 — для щелочнобазальтоидной серий; 2) для пород аксу-бадамского комплекса — от 8,5 до 21,6 при среднем значении 15 для всех типов.

Магматическая дифференциация пород формации в целом приводит к образованию следующих петрографических рядов: авгитит — лейцитит — лейцитовый базальт — лейцитовый фонолит — трахит в вулканических сериях, лейцитовый пироксенит-малинцит — нефелиновый сиенит — щелочной сиенит — монцонит — граносиенит — щелочной гранит в интрузивных сериях. Изменение петрохимического состава щелочных пород данной формации во времени осуществлялось при преобладании калия над натрием и увеличении недонасыщенности кремнеземом (миссуритовая субформация). Изменение химизма щелочных пород эссекситовой (монцонитовой) субформации происходило при незначительном преобладании натрия над калием и затем, в конце процесса, при некотором увеличении калия по сравнению с натрием в присутствии свободного кремнезема.

Щелочные породы альгранитовой формации Казахстана обладают всеми особенностями, присущими подобным образованиям миаסקитового (агпаитность < 1) типа. В процессе становления щелочных интрузий происходит постоянное накопление щелочей и увеличение к завершающим фазам, особенно в постмагматической стадии, роли натрия. Параллельно с этим увеличивается железистость и глиноземистость пород. Общим признаком для пород формации является заметное увеличение кремнезема и глинозема от ранних фаз к поздним, т. е. от щелочных сиенитов к нефелиновым породам, и преобладание натрия над калием. Общая щелочность пород формации: 12,4—24,8 — для нефелиновых сиенитов и 18,6—19,6 — для щелочных сиенитов. Натриево-калиевое отношение колеблется от 0,85 до 6,30, в среднем равно 1,60.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КАЗАХСТАНА

Для выявления закономерностей поведения петрогенных, рудных и редких элементов в различных типах пород щелочных формаций мы располагали достаточно большим количеством химических (~2000) и геохимических (>10000) проб. Причем химические анализы на петрогенные окислы проводились двух видов: полные силикатные на 12—15 компонентов и сокращенные — на 4—5 компонентов. Большинство рудных и редких элементов, за исключением щелочных металлов, определялось полуколичественным методом на спектрографах ИСП-22, ИСП-28, ИСП-51. Цирконий в щелочных породах анализировался полуколичественно на ИСП-22, количественно — на ДФС-8 и химически. Редкоземельные элементы изучались в основном на ДФС-3 и частично проверялись химическим путем. Щелочные металлы (K, Na, Li, Rb, Cs) исследовались с помощью метода пламенной фотометрии.

Огромный цифровой материал потребовал применения метода математической статистики. Обработка его проводилась на электронно-вычислительной машине марки БЭСМ-2М в вычислительном центре АН КазССР. Мы пытались решить задачу оценки вероятности появления различных содержаний элемента в пробах и таким образом установить зависимость содержания элемента в конкретной пробе от геохимического фона, характерного для данного типа пород. В большинстве случаев отмечен нормальный закон распределения, реже — логнормальный. Проверка закона распределения в изучаемых породах проводилась по оценке асимметрии (A) и эксцесса (E):

$$A = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{n \cdot S^3}; \quad E = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^4}{n \cdot S^4},$$

где x_i — отдельные содержания элемента в породе;

\bar{x} — среднее арифметическое содержание;

n — число проб;

S — среднее квадратичное отклонение среднего арифметического содержания, которое равно

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}}.$$

Если величина оценок асимметрии и эксцесса не превышает трех-сигмового предела, то соблюдаются неравенства

$$\frac{A}{2 \sqrt{\frac{6}{n}}} \leq 3; \quad \frac{E}{2 \sqrt{\frac{6}{n}}} \leq 3,$$

что отвечает условиям нормального распределения. В случае, когда эти условия не соблюдаются, необходимо проводить проверку соответствия распределения логарифмически нормальному закону (Родионов, 1961). В большинстве случаев для всех изучаемых элементов устанавливается соответствие эмпирического распределения редких, рудных

и петрогенных элементов нормальному закону с некоторыми отклонениями в сторону логнормального.

Спектральный, химический и фотоплазменнометрический анализы проводились для 29 элементов, из них более или менее детально изучены поведение и закон распределения для 25 элементов.

ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАЛЛЫ

К а л и й — ведущий элемент всех стадий формирования щелочных пород. Он определялся химически и методом пламенной фотометрии. Большинство главных породообразующих минералов (ортоклаз, лейцит, микроклин, мусковит, либнерит, биотит) являются алюмосиликатами калия. Среднее содержание калиевых минералов в щелочных породах достигает 60—80%. Среднее значение весового отношения K/Na для подавляющего большинства пород всех массивов больше единицы, с колебаниями от 1,1 до 16,1. Из всех пород щелочных массивов на щелочные элементы наиболее полно и систематически изучены магматиты Есильского вулcano-плутона, поэтому главный упор делается на них. Содержание калия по породам заметно варьирует. Наиболее высокие его значения установлены для либнеритовых сиенитов (8,9—9,64%), эпилейцитовых, трахитовых, псевдолейцитовых порфиров (7,7—8,8%), а также для святоноситов (8,72%), нефелиновых сиенитов (7,9%), такситовых (8,14%) и щелочных (6,1%) сиенитов, фенитов (7,9%), а минимальные — для монцонитов (4,15%), лейцитовых базальтов и тефритов (3,39%). Такие вариации содержания калия по фазам и фациям Есильского массива объясняются колебаниями содержания калиевых полевых шпатов, либнерита, биотита и нефелина. Высокое содержание калия отмечается в породах Карсакапайского (5,7%), Каратальского (6,5%), Шинсайского (6%) и Бадамского (6,15%) массивов. Особняком стоят массивы Борсыксай (3%) и Карасор (3,1%), выделяющиеся низким содержанием калия и повышенным — натрия, что вызвано интенсивной альбитизацией пород, слагающих их. Закон распределения калия в основном нормальный, святоноситов — сложный, скарнированных пород — логнормальный. В массивах Мугоджарских гор Борсыксай и Карасор либнеритовые сиениты подчиняются логнормальному закону распределения. Оценка однородности дисперсий показала их постоянство в пределах формаций.

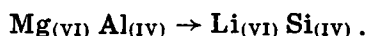
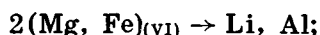
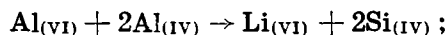
Н а т р и й — второй по значению элемент после калия в щелочных породах Казахстана. Количество его в среднем в 2,5—3 раза ниже содержания калия. Натрий входит в состав большого количества минералов (>30). Среднее содержание его в породах Есильского массива равно 2,3%, что почти соответствует кларкам для интрузивных пород. В породах эффузивной фации Есильского массива натрий в среднем составляет 2,35%. В субвулканических породах содержание его заметно ниже кларкового (1,5%). В нефелиновых сиенитах натрий присутствует в количестве от 2,9 до 5,48% при среднем значении 4,0%. В монцонитах и щелочных сиенитах натрий достигает 2,35—3,0%, что по значению близко к кларкам кислых пород (2,77%). В либнеритовых сиенитах натрий минимален (0,5%). Такое незначительное накопление натрия в продуктах постмагматизма, очевидно, вызвано интенсивным выносом его из сиенитов и привносом калия гидротермальными растворами из поздних интрузий гранитоидов. Во всех щелочных массивах Казахстана распределение натрия отвечает нормальному закону. В нескольких случаях в виде исключения устанавливается логнормальный закон.

Сравнение дисперсий подтверждает формационное подразделение пород щелочных массивов Казахстана. Однородность дисперсий фиксируется внутри пород альбазитовой (Бадам, Есильский массив) и щелочногранитоидной формаций (Карсакпай, Каратал). Кроме того, устанавливается равенство дисперсий для эффузивных пород и их интрузивных аналогов в пределах комплексов и формаций.

Л и т и й. Содержание лития несколько возрастает от эффузивных к интрузивным аналогам щелочных пород. В породах наиболее изученного Есильского массива в эффузивный этап содержание акцессорного лития повышается от лейцитовых базальтов (0,003%) к эпилейцитовым и трахит-эпилейцитовым порфирам (0,022%). В завершающей субвулканической фазе количество его несколько уменьшается. В нефелиновых сиенитах содержание лития очень сильно колеблется от 0,004 до 0,015%, что, очевидно, связано с повышением в отдельных разновидностях нефелиновых пород количества калиевых минералов, являющихся главными концентраторами лития (биотита, мусковита, микроклина и др.). Нефелиновые сиениты Есильского и Карсакпайского массивов с максимальными содержаниями калиевых минералов ($K=6,72-9,7\%$) соответственно обогащены и литием (0,012—0,017%). В породах Западного Казахстана (Карасор, Борсыксай), где ярко выражена натриевая специализация, литий присутствует в минимальных количествах (0,002—0,004%).

В щелочных породах щелочноземельного и гранитоидного рядов также четко устанавливается прямо пропорциональная зависимость между содержанием калия и лития, но не магния и железа, как считают многие исследователи (Гольдшмидт, 1947 и др.). Наоборот, наши данные говорят об обратной зависимости содержаний лития и магния. Так, например, кенталлениты и монзониты Есильского массива, характеризующиеся повышенным содержанием магния (до 13,73%), содержат минимальное количество лития (0,0025—0,003%), а в породах с низкими содержаниями магния (нефелиновые сиениты) отмечается максимум лития. Устанавливается, что повышенные концентрации лития присущи также гидротермально измененным породам (эпилейцитовые порфиры, либнеритовые сиениты и др.).

При кристаллизации щелочных магм основная масса лития (0,03%), содержится в слюдах (мусковит, биотит), меньше его в полевых шпатах (0,02%), очень мало — в гастингситах и нефелине. Литий в слюдах, по-видимому, замещает алюминий или калий, а также натрий по схемам (Гинзбург, 1963):



Среднее содержание лития в щелочных породах альбазитовой — альгипербазитовой формации составляет 0,011%, в породах щелочногранитоидного ряда — от 0,004% (Мугоджары) до 0,010% (Карсакпай, Каратал). Следовательно, щелочные породы Казахстана (исключая мугоджарские) содержат лития в два раза больше кларка для изверженных (0,005%) и щелочных пород (0,0065%) и в пять раз больше кларка для нефелиновых сиенитов (0,00295%; Гольдшмидт, 1952). Среднее количество лития в щелочных породах Казахстана значительно выше, чем в породах Ловозера (0,0037%; Герасимовский, 1956), Хибин (0,0024%), Сандыка (0,0025%; Злобин, 1960).

Оценка однородности дисперсий (критерий Р. Фишера) показала их постоянство для всех массивов и формаций. Литий выступает в роли рассеянного элемента; собственных минералов в изученных породах он не образует.

Рубидий. Содержание рубидия в щелочных породах Казахстана колеблется от 0,003 до 0,112%, в среднем составляя 0,034%, что превышает его кларк для изверженных горных пород (0,028%, по А. П. Виноградову, 1962). В Ловозерском щелочном массиве среднее содержание рубидия равно 0,023%, т. е. несколько ниже, чем в казахстанских щелочных породах. Его значения близки к содержаниям пород Сандыкского массива (0,04%). В Илимауссаком щелочном массиве (Гренландия) количество рубидия в среднем равно 0,0273% (Герасимовский, 1969), что почти соответствует его кларку для изверженных горных пород. Максимальная концентрация рубидия установлена в святоноситах (0,112%) и в либнеритовых сиенитах Есильского вулcano-плутона (0,058%).

Величина калий-рубидиевого отношения для щелочных пород неодинакова. Она максимальна для эпилейцитовых порфиров (405,0) и несколько колеблется в их плутонических эквивалентах (от 40 для кенталленитов до 18 — для среднезернистых нефелиновых сиенитов). Самое низкое значение ее характерно для святоноситов (6) и либнеритовых сиенитов (16) Есильского массива. Величина отношения калия к рубидию (K/Rb) в породах может служить геохимическим показателем последовательности образования горных пород. Так, для карсакапайских пород отношение K/Rb уменьшается от 40 до 32 от наиболее ранних к поздним дериватам щелочногранитоидной магмы. Такая последовательность в формировании пород подтверждается и геологическими наблюдениями. В других массивах эта закономерность проявляется менее четко, что, возможно, вызвано явлениями гибридности или ассимиляции.

Среднее содержание рубидия для изверженных пород Есильского массива составляет (%): эффузивные породы — 0,017; породы первой интрузивной фазы (святоноситы, малиньиты) — 0,064; второй-третьей фаз (крупно-, средне- и мелкозернистые нефелиновые сиениты) — 0,035, четвертой фазы (кенталлениты, монзониты, щелочные сиениты) — 0,018, постмагматические образования (скарнированные породы, либнеритовые сиениты, фениты) — 0,036. В нефелиновых сиенитах содержание рубидия колеблется от 0,03 до 0,039%. Количество рубидия прямо пропорционально содержанию калия. Так, в святоноситах среднее содержание калия равно 7%, в либнеритовых сиенитах — 9,7%, в эпилейцитовых порфирах — 8,1%. Эти же породы отличаются и повышенными концентрациями рубидия. В породах с минимальным количеством калия отмечается низкое содержание рубидия. В монзонитах содержание калия изменяется от 3,6 до 4,7%, содержание рубидия в них соответственно очень низко — 0,003%.

Геохимические особенности поведения рубидия в процессе кристаллизации щелочных пород четко устанавливаются при исследовании отдельных минералов. Максимальные содержания рубидия обнаружены в мусковитах (0,065—0,087%), биотитах (0,083—0,2%) и гастингситах (0,005—0,2%). Сравнительно высокие концентрации этого элемента отмечаются в микроклинах (0,022—0,061%). В процессе дифференциации щелочной магмы (на примере ишимского магматического комплекса) для рубидия устанавливается тенденция к накоплению в более поздних дифференциатах: от щелочных базальтоидов к фонолитам. Трахит-эпилейцитовые порфиры по содержанию рубидия (среднее 0,033%) приближаются к базальтоидам. В нефелиновых сиени-

тах концентрация рубидия увеличивается, а в породах щелочноземельного ряда содержание его (0,018%) равно содержанию в исходной магме. В постмагматической стадии количество рубидия (0,058%) резко возрастает. Такое поведение рубидия определяется в основном чрезвычайно интенсивной концентрацией калия в поздние этапы магматического процесса.

Статистический анализ показал, что распределение этого элемента соответствует нормальному, логнормальному и сложному законам. Для пород Есильского вулканоплутона прослеживается следующая закономерность: эпилейцитовые порфиры и святоноситы характеризуются высоким содержанием рубидия и сложным законом распределения, интрузивные породы, наоборот, — пониженным содержанием рубидия и логнормальным законом распределения. Для постмагматически измененных пород свойственны различные законы распределения.

Цезий — элемент не показательный, потому что содержание его колеблется в небольших пределах, что, возможно, обусловлено недостаточно высокой чувствительностью метода (0,005%). Средние значения содержания его по разновидностям пород изменяются от 0,002 до 0,006%. Так, среднее содержание цезия для Есильского массива равно 0,0028%, для Карсакпайского и Шинсайского — 0,002%, Каратальского — 0,0085%, Сабасалдинского — 0,0035%, что превышает кларк в 2—3,5 раза (0,001%). По сравнению с нефелиновыми сиенитами Ловозерского массива (Герасимовский, Лебедев, 1960) казахстанские щелочные породы значительно богаче цезием (почти в 30 раз). Значение отношения $K/Cs \cdot 10^{-4}$ колеблется в них от 0,11 до 0,40.

Из минералов щелочных пород цезий в довольно высоких количествах присутствует в биотитах (лепидомеланах) — от 0,05 до 0,2%, в гастингситах — 0,005—0,1%, мусковит-либнерите — 0,002—0,04%. В калишпатах содержание цезия минимально — 0,002%. Высокая концентрация цезия в цветных минералах, очевидно, объясняется, так же как и для рубидия, их кристаллохимическими особенностями, обуславливающими возможность вхождения иона цезия в кристаллическую решетку вместо калия, который занимает в ней более свободное положение, чем в решетках полевых шпатов.

Самые высокие содержания цезия отличают либнеритовые сиениты Есильского массива (0,006%), что легко объясняется наличием в них в большом количестве калиевой слюды — либнерита, являющегося минералом-концентратором цезия. Кроме того, это, очевидно, вызвано и тенденцией щелочей к накоплению в поздних дифференциатах магматического очага.

Статистический анализ распределения цезия не дает возможности установить закономерности поведения элемента вследствие ничтожно малых величин дисперсии, частой смены законов распределения, а также почти полного равенства средних значений содержания по породам.

ПЕТРОГЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ (Ba, Ga, Sr, Be)

Барий в щелочных породах Казахстана обнаружен в большинстве проб, но собственных его минералов не найдено, так как он рассеивается в минералах калия, изоморфно его замещая ($Ba^{2+} = 1,38\text{Å}$, $K^{1+} = 1,33\text{Å}$), реже — в минералах кальция. Основными минералами-концентраторами бария являются микроклин, ортоклаз и реже цельзиан (красномайский комплекс). В небольших количествах барий при-

существует в эгиринах (0,1%) и арфедсоните (0,07%). В них он также, очевидно, замещает калий.

В лейцитовых базальтах, тефритах Есильского массива содержание бария ниже кларка для основных пород почти вдвое (0,03%). В нефелиновых породах Есиля среднее содержание бария в 2—4 раза ниже его кларка для кислых интрузий (0,083%). Породы четвертой интрузивной фазы Есильского плутона также бедны барием. В кенталленитах концентрация его достигает 0,028%, в монционитах — 0,008%, в щелочных сиенитах — 0,044%. В сиенитах (0,086%) — породах гранитоидного комплекса (0,06%) — количество бария приближается к кларковому для кислых изверженных пород. Таким образом, можно сказать, что казахстанские щелочные породы бедны барием, что не отмечается его накопления ни в одну из стадий эффузивного, плутонического, гидротермального процессов образования различных пород.

Статистический анализ распределения показал, что источник появления элемента во всех разновидностях щелочных пород различных фаз и фаций один и тот же, так как распределение элемента почти везде отвечает логнормальному закону. В виде исключения фиксируются сложный и нормальный законы. Оценка однородности дисперсий с помощью критерия Р. Фишера показала относительное постоянство их, что также указывает на единый источник бария для всех пород и подтверждает их генетическое родство.

Галлий в казахстанских щелочных породах присутствует в количествах, превышающих кларковые в 1,5—2 раза, за исключением лейцитовых базальтов (0,0024%) и кенталленитов (0,0017%), в которых галлий близок к кларку его для основных пород (0,0018%, по А. П. Виноградову). Повышенное содержание галлия отмечено в либнеритовых сиенитах (0,0057%). Среднее количество его в породах Есильского массива, по данным анализов 227 проб, обработанных на электронно-вычислительной машине, равно 0,0040%, т. е. такое же, как в щелочных породах Союза, и почти в три раза превышает кларк для изверженных горных пород. Ловозерский массив характеризуется резко повышенной концентрацией элемента (0,0064%, Герасимовский и др., 1959) по сравнению с нашим, а Илимауссакский содержит галлия почти вдвое больше, чем Ловозерский (0,011%, Герасимовский 1969), и в 4 раза больше, чем вообще казахстанские щелочные породы.

Галлий относится к редким рассеянными элементам. Собственных минералов он не образует, связан с алюмосиликатами (нефелин, полевые шпаты, содалит и др.), изоморфно замещая в них алюминий ($Al^{3+} = 0,57\text{Å}$; $Ga^{3+} = 0,62\text{Å}$). Кроме того, галлий находится и в силикатах, содержащих железо ($Fe^{3+} = 0,67\text{Å}$).

Величина отношения $Ga/Al \cdot 10^{-4}$ для щелочных пород Есильского массива варьирует от 1,6 до 5,1. Наибольшее значение этого отношения характерно для монционитов (5,1), а наименьшее — для лейкосиенитов (1,6). В общем отмечается увеличение этого отношения от наиболее ранних дериватов к поздним, что указывает на относительное накопление галлия по сравнению с алюминием к концу магматического процесса. Подчиненность галлия при распределении нормальному закону свидетельствует о первичном источнике его в эффузивных, субвулканических разностях и интрузивных породах четвертой фазы плутонического этапа. Породы первой, второй и третьей фаз плутонического этапа характеризуются логнормальным законом распределения галлия, что указывает на многократность процесса накоп-

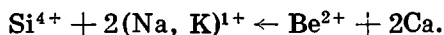
ления элемента. Однородность дисперсий свидетельствует об их относительном постоянстве (значение дисперсий варьирует от 0,001 до 0,007).

Стронций — рассеянный элемент, относящийся к литофильным. В минералах он изоморфно замещает кальций и калий ($\text{Sr}^{2+} = 1,2\text{Å}$, $\text{Ca}^{2+} = 1,01\text{Å}$, $\text{K}^{1+} = 1,33\text{Å}$). Среднее содержание его, подсчитанное для Есильского вулcano-плутона, составляет 0,018%, что ниже кларка для кислых пород почти вдвое (0,03%, по А. П. Виноградову). Вариации содержаний (0,005—0,1%) довольно интенсивные.

Бериллий распределен в щелочных породах Казахстана более или менее равномерно. Содержание его колеблется от 0,00015% (граносиениты Есиля) до 0,00089% (щелочные сиениты Борсыксай). Самое высокое содержание бериллия отмечено в породах Борсыксайского щелочного массива, относящегося к щелочногранитоидной формации (в среднем 0,00082%).

Средние содержания бериллия в породах следующих массивов распределяются таким образом (%): Есиль — 0,00033, Бадам — 0,00056 (альбазитовая формация), Абай — 0,00052, Борсыксай — 0,00082, Карасор — 0,00064, Карсакпай — 0,00022 (альгранитовая формация), Красный Май — 0,00043 (альгипербазитовая формация). Среднее содержание элемента в щелочных породах Казахстана (0,00047%) близко к кларку бериллия для кислых изверженных пород (0,00055%, по А. П. Виноградову).

Бериллий в казахстанских щелочных породах собственных минералов не образует. Очевидно, он полностью рассеивается в кристаллических структурах главных породообразующих минералов, что обусловлено близостью кристаллохимических свойств бериллия и кремния. При изоморфном замещении кремния бериллием в алюмосиликатах калия и натрия (калишпат, плагиоклазы, нефелин) происходит одновременное замещение щелочей кальцием (Еськова и др., 1964):



В биотитах, амфиболах, пироксенах при изоморфном замещении кремния бериллием валентность компенсируется либо за счет замещения части магния и двухвалентного железа трехвалентным железом, либо за счет одновременной замены соответствующего количества магния алюминием или кислорода фтором и гидроксильной группой. Минералами-коллекторами бериллия являются либнерит (до 0,005%), нефелин (0,0003—0,005%), содалит (0,0003—0,03%), гранаты (до 0,002%). В биотитах содержание Ве колеблется от 0,0003 до 0,007%, иногда достигает сотых долей процента. Амфиболы (0,0018%), пироксены (0,002%) характеризуются самым высоким содержанием бериллия.

Величина дисперсий варьирует от 0,8 до 6,3. Оценка их однородности (критерий Р. Фишера) показывает, что наибольшим постоянством отличаются дисперсии бериллия в щелочных и нефелиновых сиенитах массивов, принадлежащих щелочногранитоидной формации. В этом отношении заметно выделяются также породы Есильского вулcano-плутона.

Таким образом, анализ распределения бериллия в породах различных фаз и фациальных разновидностей показал, что элемент подчиняется в основном нормальному закону. Преимущественное накопление его в какую-либо из фаз на всех этапах становления щелочных массивов не установлено. Концентрируется он в довольно небольшом числе минералов.

Титан определялся нами как спектроскопически, так и химически. Во втором случае анализировалась двуокись титана, которая затем пересчитывалась на элементарные содержания, значения которых колеблются от 0,14 до 0,69%. Средние содержания Ti по массивам распределяются следующим образом (%): Есиль — 0,325, Борсыксай — 0,23, Карсакпай — 0,23, Каратал — 0,20, Абай — 0,076, Карасор — 0,07, Машат — 0,58, Бадам — 0,27, Красный Май — 0,33, Ирису — 0,53, Каинды — 0,84. Средние содержания Ti в отдельных типах пород варьируют от 0,07 до 0,84%, что значительно выше содержания его в породах Ловозера (0,67%) и Илламауссака (0,20%). Высокие концентрации титана установлены в щелочных породах массива Машат (%): для монзонит-порфиров — 0,33, латитовых порфиров — 0,37, трахиандезитовых порфиров — 0,5, тефрито-базальтов — 0,69 (максимальные). В аналогичных породах Есильского массива процентное содержание титана несколько ниже — 0,54%. Низкой концентрацией титана характеризуются нефелиновые сиениты (0,16%), трахитоидные и либнеритовые сиениты (0,042%) Абаевского массива, нефелиновые сиениты (0,14%) и щелочные сиениты (0,21%) Каратала, а также нефелиновые сиениты (0,10%) Борсыксай. Наиболее выдержанными и высокими содержаниями титана отличаются породы четвертой интрузивной фазы (монзониты, щелочные сиениты, лейко- и граносиениты) и породы гранитоидного комплекса Есильского вулканоплутона. Колебания в содержании элемента таковы (%): граносиениты, сиениты — 0,29, кварцевые диориты и кенталлениты — 0,47, монзониты — 0,43, щелочные сиениты, гранодиориты — 0,35. В целом количество титана в щелочных массивах Казахстана постоянно превышает кларк для изверженных горных пород (0,23%, Rankama, 1956). Таким образом, выявляется геохимическая специализация пород на титан.

Статистический анализ титана показал, что распределение его подчиняется в основном нормальному закону. В порядке исключения отмечаются логнормальный и сложный законы. При оценке однородности дисперсий с помощью критерия Р. Фишера выяснилось, что величина дисперсий для Есиля постоянна, что характерно для лейцит-базальтоидной субформации. Остальные массивы характеризуются резко выраженной неоднородностью дисперсий.

Минералами-концентраторами титана являются сфен, ильменит, анатаз, рутил, манганоильменит, титаномagnetит. Кроме собственных минералов в тех или иных количествах титан встречается во всех минералах щелочных пород. В них он, вероятно, изоморфно замещает Fe^{3+} (эгирин, амфиболы), так как величины их ионных радиусов близки: $Ti^{4+} = 0,64 \text{ \AA}$, $Fe^{3+} = 0,67 \text{ \AA}$. Иногда титан замещает Mg^{2+} , Al^{3+} , Zr^{4+} .

Никель — не характерный для казахстанских щелочных пород элемент. Концентрация его резко варьирует от 0,0001 до 0,035. Максимум падает на лейцитовые базальты, тефриты (0,035%), а также кенталлениты (0,01%, Есильский массив). По мере понижения основности пород уменьшается и процентное содержание в них никеля: монзониты содержат его 0,0077%; гранодиориты, кварцевые диориты — 0,004%; граносиениты и лейкосиениты — 0,0033%, щелочные сиениты — 0,0027%; эпилейцитовые порфиры и их туфы — 0,002%, нефелиновые сиениты — 0,0003%.

В массивах среднее содержание никеля заметно варьирует (%): для Есиля — 0,0039, Абая — 0,0001, Каратала — 0,00016, Ирису —

0,002, Машата — 0,0028, для Ловозерского массива — 0,0003. Примечательно, что субвулканические эпилейцитовые порфиры в 5 раз беднее никелем по сравнению со своими эффузивными аналогами, а субвулканические нефелиновые породы значительно беднее никелем по сравнению с плутоническими эквивалентами. Таким образом, среднее значение содержания никеля в породах зависит от двух факторов: основности пород и времени их внедрения. С уменьшением основности последовательно от ранних к более поздним фазам становления массива уменьшается содержание никеля. Очень мало его и в измененных породах: либнеритовые сиениты либо совсем не содержат его, либо содержат в количествах, не превышающих десятые доли процента. Анализируя поведение никеля с точки зрения математической статистики, приходим к выводу, что элемент распределяется главным образом согласно логнормальному закону, что указывает на единый (вероятно, первично-магматический) источник его появления. Нормальный закон обычно свидетельствует о низком содержании никеля, а оценка однородности дисперсий (критерий Р. Фишера) — об их всеместном постоянстве.

Ванадий — характерный элемент щелочных пород Казахстана. Он постоянно устанавливается почти во всех анализируемых пробах. Самым высоким содержанием ванадия отличаются лейцитовые базальты и тефриты (0,028%), эпилейцитовые эффузивные порфиры (0,020%), кенталлениты (0,017%), кварцевые диориты и монцититы (0,016—0,015%), а также скарнированные породы (0,018%). Самые низкие концентрации элемента отмечаются в трахитоидных нефелиновых сиенитах Абая.

Средние содержания ванадия по массивам распределяются следующим образом (%): Есиль — 0,012; Борсыксай — 0,0037; Абай — 0,003, Каратал — 0,0036; Ирису — 0,007, Бадам — 0,007; Машат — 0,004. Средние содержания элемента близки к его кларку для кислых изверженных пород (0,004%, по А. П. Виноградову). Для Есильского вулcano-плутона среднее его значение заметно выше по сравнению со всеми другими массивами, но оно близко к среднему содержанию элемента в Ловозерском массиве (0,0108%; Герасимовский, Беляев, 1963).

В результате общего статистического анализа выясняется, что ванадий в равной степени склонен к распределению по нормальному и логнормальному законам, что свидетельствует о многоактном процессе накопления его в породах. Оценка однородности дисперсий показала их непостоянство даже в породах одной интрузивной фазы. Собственные минералы ванадия в щелочных породах Казахстана не установлены.

Геохимическая история ванадия тесно связана с железом. Минералами-концентраторами его являются железосодержащие магнетит, пироксены, амфиболы и слюда. Ванадий в них изоморфно замещает трехвалентное железо ($V^{3+} = 0,65\text{Å}$, $Fe^{3+} = 0,67\text{Å}$). Наименьшая концентрация этого элемента обнаруживается в светлых минералах — калиевых полевых шпатах, плагиоклазах, нефелине.

Ванадий — элемент, характерный для основных пород, так как железо и магний благоприятствуют его накоплению. Естественно, что массивы альбазитовой формации (Есиль, Ирису, Бадам, Машат) относительно более богаты ванадием, чем массивы щелочногранитоидной формации (Борсыксай, Абай, Каратал).

Хром определен в подавляющем большинстве проанализированных проб Есильского массива. Повышенные его содержания характерны для кенталленитов (0,188%), лейцитовых базальтов, тефритов

(0,028%), монцонитов (0,024%). Измененные породы отличаются малым количеством элемента, за исключением скарнированных их разновидностей (0,03%). В фациальных разновидностях пород массива хром распределяется неравномерно. В процессе становления массива какой-либо тенденции к накоплению хрома в определенных фазах внедрения пород не установлено. Даже в породах одной фазы содержание хрома варьирует в больших пределах: в четвертой интрузивной фазе кенталлениты содержат 0,188% Cr, а щелочные сиениты — 0,0025%.

Статистический анализ указывает на распределение хрома по логнормальному закону. Оценка однородности дисперсий свидетельствует об их непостоянстве, а величины коэффициента вариации — о той или иной степени рассеяния элемента в различных породах.

Кобальт встречается сравнительно редко в казахстанских щелочных породах. Содержание его резко изменяется в сторону уменьшения от основных пород к кислым. В лейцитовых базальтах Есиля количество кобальта равно 0,0022%, в кенталленитах — 0,0027%, в породах четвертой интрузивной фазы (монцониты, щелочные сиениты, граносиениты, лейкосиениты) и породах гранитоидного комплекса (гранодиориты, кварцевые диориты) процент кобальта варьирует от 0,002 до 0,0041. В среднем для пород четвертой фазы содержание Со составляет 0,0032%, что в три раза превышает кларк элемента для интрузивных пород среднего состава (0,001%). В измененных породах кобальт содержится от 0,0005 до 0,0025%. Цеолитизированные породы в большей степени обогащены кобальтом, чем либнеритовые сиениты и скарнированные породы. По массивам среднее значение кобальта заметно варьирует: для Есильского оно равно 0,0018%, Абаевского — 0,0008%, Каратальского — 0,0007%, Карсакпайского — 0,0004%, Машатского — 0,00018%. Таким образом, массивы альбазитовой формации характеризуются сравнительно высоким содержанием кобальта (Машат, Есиль), а щелочногранитоидной — резко пониженным — 0,0004—0,0008%. Статистический анализ распределения кобальта позволил сделать следующий вывод: элемент распределяется главным образом согласно логнормальному закону, реже сложному, в единичных случаях — нормальному.

ГРУППА РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (Zn, Cu, Pb, Mo, Sn, Zr, Nb, Ge)

Цинк установлен почти во всех разновидностях пород. Количество его составляет обычно тысячные доли весовых процентов (0,002—0,007%). На ранних стадиях становления щелочных массивов цинк рассеивался и накапливался не только в остаточных гидротермальных растворах последней стадии плутонического этапа, но и в автотектонически измененных породах Есильского массива. Для либнеритовых сиенитов Абая и Каратала среднее содержание цинка не рассчитывалось, так как в большинстве проб элемент не фиксируется, лишь изредка отмечаются его следы. Максимум содержания цинка падает на кварцевые диориты (0,007%), что почти равно кларку элемента для средних изверженных горных пород (0,0072%). В альбазитовых породах Южного Казахстана цинк составляет 0,0055—0,0063%.

Цинк изоморфно связан с магнием и двухвалентным железом, величины их радиусов очень близки: $Zn^{2+} = 0,83\text{Å}$; $Fe^{2+} = 0,80\text{Å}$; $Mg^{2+} = 0,74\text{Å}$, следовательно, минералами-концентраторами цинка являются главным образом железо-магнезиальные силикаты.

Статистический анализ распределения цинка показывает, что он подчиняется в основном нормальному закону, логнормальный закон характерен лишь для автотометасоматически измененных пород, из которых, очевидно, цинк выносился, так как средние содержания его несколько занижены.

Медь постоянно присутствует в щелочных породах Казахстана в нижекларковых количествах. Самое высокое содержание ее отмечается в лейцитовых базальтах и тефритах Есильского массива — 0,032%, что почти втрое превышает кларк меди для основных изверженных пород (0,01%, по А. П. Виноградову). Кварцевые диориты этого же массива также отличаются повышенным содержанием меди (0,01%). Медьсодержащие минералы — халькопирит и пирит — встречаются в незначительных количествах в породах и пегматитах. Средние содержания меди по массивам (%): Есильский — 0,0061, Абаевский — 0,0043; Каратальский — 0,003; Карсакпайский — 0,0015; Ирисуйский — 0,003; Машатский — 0,003. В Ловозерском щелочном массиве среднее содержание меди равно 0,0016%.

Кларк элемента для изверженных пород, по А. П. Виноградову, составляет 0,0067%. Следовательно, щелочные породы Казахстана и Ловозерского массива отличаются дефицитом меди. Как показал статистический анализ, элемент распределяется по нормальному, логнормальному и сложному законам. Оценка однородности дисперсий подтвердила их постоянство внутри щелочнобазальтоидной генетической ветви (массивы Есиль, Ирису, Машат).

Свинец в казахстанских щелочных породах характеризуется резкими вариациями средних содержаний в их разновидностях, но почти всегда превышает кларк для изверженных пород среднего и кислого составов (0,0015 и 0,002%, по А. П. Виноградову). Свинец — своеобразный элемент щелочных пород Казахстана. В Есильском массиве четко улавливается тенденция к накоплению его в эпилейцитовых порфирах (0,025%) и гидротермально измененных породах — либениритовых сиенитах (0,024%), цеолитизированных породах (0,023%). Максимум падает на скарнированные породы (0,039%). В щелочных породах Южного Казахстана концентрация свинца составляет 0,005—0,0076%. В породах альгранитовой формации средние количества его равны 0,0012—0,0027%.

Для свинца характерен в основном нормальный закон распределения, вероятно, свидетельствующий о магматическом источнике его в определенных породах. Логнормальному закону распределения свинца подчиняются породы, в которых он накапливался в результате приноса гидротермальными растворами. В святоноситах свинец распределяется по сложному закону. Возможно, в этих породах происходило перераспределение свинца, связанное с процессом гибридизма. Дисперсии характеризуются резким непостоянством.

Молибден обнаружен в очень небольшом числе проб. Наибольший процент встречаемости элемента падает на эпилейцитовые порфиры (эффузивные — 0,007) и псевдолейцитовые сиенит-порфиры (0,0009). Фиксируется молибден в тысячных и реже сотых долях процента. В породах он присутствует, как правило, в очень небольших количествах. Накапливается молибден в породах фации автотометасоматитов, в которых он (0,0024%) в полтора-три раза превышает среднее процентное количество его в остальных породах.

Из минералов молибдена в казахстанских щелочных породах установлен молибденит. Помимо этого молибден, вероятно, изоморфно замещает трехвалентное железо ($Mo^{4+} = 0,68A$, $Fe^{3+} = 0,67A$) и ти-

тан ($Ti^{4+} = 0,64\text{\AA}$). Основная масса молибдена в массиве находится в рассеянном состоянии. Нормальный и логнормальный законы распределения чередуются, причем в этом не усматривается какой-либо закономерности.

Олово для казахстанских щелочных пород не характерно. Устанавливается оно в редких пробах некоторых разновидностей пород. Четкой приуроченности этого элемента к кислым щелочным породам не замечено, хотя это типичный элемент гранитовых магм. Фиксируется олово в единичных пробах гранитных пегматитов, кварцевых диоритов, псевдолейцитовых сиенит-порфиров, щелочных пегматитов, святоноситов, псевдо- и эпилейцитовых порфиров, в такситовых нефелиновых сиенитах. Обычно содержание его не превышает 0,001—0,003%. В максимальных количествах олово устанавливается в гранитах (0,0005—0,03%), в минимальных — в нефелиновых сиенитах (редкие следы), в пироксенах содержание его колеблется от 0,001 до 0,02%, в амфиболах — от 0,001 до 0,003%, в биотитах — от следов до 0,007%.

Статистический анализ для олова не проводился из-за редкой его встречаемости. Рассеяние олова определяется близостью размеров его ионных радиусов с железом, титаном, ниобием.

Цирконий — довольно распространенный в казахстанских щелочных породах элемент — определялся полуколичественным и количественным спектральными методами, а также спектрохимически. Среднее значение содержания его по массивам (%): Есиль — 0,008; Борсыксай — 0,055; Карасор — 0,04; Красный Май — 0,006. В щелочных породах Илимауссакского массива содержится 0,58% Zr, в Ловозерском щелочном массиве — 0,55%, на Хибинах — 0,16%, на Алданском массиве — 0,01%, в нефелиновых и щелочных сиенитах мира — 0,068% (Дегенхард, 1959). Следовательно, для казахстанских щелочных пород цирконий в основном не характерен.

Главными концентраторами циркония, определяющими его содержание в породе, являются циркон и реже малакон, эвдиалит. Значительная часть циркония находится в рассеянном состоянии в породообразующих и акцессорных минералах, что вызвано близостью ионных радиусов циркония, железа и титана ($Zr^{4+} = 0,82\text{\AA}$, $Fe^{2+} = 0,80\text{\AA}$, $Ti^{4+} = 0,64\text{\AA}$). Изоморфное замещение цирконием железа отмечается в силикатах железа — пироксенах (0,11%) и амфиболах (0,2%). Более низким содержанием элемента отличаются гранат (0,098%), биотит (0,04%), нефелин (0,015%). В этих минералах цирконий, вероятно, замещает Fe^{2+} по схеме $2Si^{4+} + Fe^{2+} \rightarrow 2Al^{3+} + Zr^{4+}$. Присутствие незначительных количеств циркония в алюмосиликатах (нефелине, микроклине, ортоклазе, содалите, альбите и др.) можно объяснить замещением атомами циркония крупных катионов Na, K, Ca. В фациальных разновидностях различных массивов цирконий распределяется неравномерно. Тенденция к накоплению его в какую-либо из фаз не установлена.

Статистический анализ распределения циркония в породах различных фаз и фациальных разновидностей показал, что элемент в равной степени склонен к распределению как по нормальному, так и по логнормальному законам. При оценке однородности дисперсий (критерий Р. Фишера) установлено, что наименьшие различия проявляются в вулканитах и субвулканитах, а также в постинтрузивных образованиях. В породах интрузивного этапа дисперсии резко непостоянны.

Сравнение средних содержаний циркония (критерий Стьюдента с учетом критерия Р. Фишера) выявило равенство их в эффузивных и магматических породах, образовавшихся в четвертую фазу интрузивного этапа (Есильский массив). Относительно высокие содержания циркония характерны для магматитов щелочногранитоидной формации.

Ниобий присутствует в подавляющем большинстве пород щелочных массивов Казахстана. В эффузивных и субвулканических их разностях количество ниобия наиболее выдержано (5—7 г/т). Несколько колеблются средние значения содержаний его в породах нефелин-сиенитовых интрузий Есильского массива (от 1 до 41 г/т). Повышенные его количества отмечены в породах автометасоматически измененных: либнеритовых сиенитах, цеолитизированных породах. Средние содержания ниобия по массивам имеют следующие значения (г/т): Есиль — 8,1; Борсыксай — 7,7, Карасор — 8,7, т. е. они везде ниже кларка для интрузивных пород (0,002%, по А. П. Виноградову).

Из минералов максимальная концентрация ниобия установлена в цирконе (0,24%) и сфене (0,2%). Сравнительно большое количество этого элемента отмечено в амфиболах (0,01—0,07%), в нефелине и гранатах (0,005%).

Статистический анализ позволил установить, что элемент распределяется в основном по нормальному закону. В случае логнормального закона происходит, очевидно, перераспределение элемента. Все автометасоматически измененные породы подчиняются логнормальному закону распределения ниобия, обладают несколько повышенными его содержаниями. Оценка однородности дисперсий показала, что наименьшие различия проявляются в субвулканиках и их интрузивных аналогах, что свидетельствует об их генетическом родстве. Сравнение значений средних содержаний подтверждает их наибольшее сходство в ряду щелочных интрузий, не содержащих нефелина. Остальные породы довольно сильно различаются между собой по значению средних содержаний ниобия.

При оценке однородности дисперсий ожидаемые отличия для щелочногранитоидной (Карасор, Борсыксай) и щелочнобазальтоидной (Есиль) формаций не выявляются.

Германий фиксируется в ограниченном числе пород, в количествах, не превышающих десятитысячных долей процента. Самое высокое среднее содержание германия установлено в лейцитовых базальтах, тефритах (2,4 г/т).

Германий обнаружен в следующих минералах (%): в гранате — 0,0014, пироксене — 0,0011, цирконе — 0,000009, амфиболе — редкие знаки, биотите — до 0,0005.

ГРУППА РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (Ce, La, Y, Yb и др.)

Кроме полуколичественного спектрального анализа было произведено количественное определение редкоземельных элементов Ce, La, Yb, Y, Nd, Gd, Sm, Dy. Другие элементы этой группы (Pr, Pm, Eu, Tb, Ho, Er, Tm, Lu) в породах не устанавливались из-за слабой разработки методики их определения в нашей лаборатории.

Данные анализы на редкие земли для Есильского вулканоплутона были обработаны на электронно-вычислительной машине по методу Д. А. Родионова. Среднее содержание редкоземельных элементов (г/т) составляет для Есиля: Ce — 75, La — 10,2, Y — 10,6, Yb — 5,1; для Борсыксай: Ce — 158, La — 43, Y — 13, Yb — 7,4; для Карасора: Ce — 164, La — 24, Y — 12, Yb — 2,2; для Ловозерского массива — ΣTR —0,12.

Церий — элемент, содержание которого на порядок выше содержания других элементов редкоземельной группы и иттрия. Наиболее обогащены церием породы автометасоматически измененные (100—180 г/т). В процессе становления массивов улавливается тенденция к накоплению церия в породах ранних этапов (эффузивного и субвулканического) и в постинтрузивных образованиях. Хорошо выдержаны средние содержания элемента для пород четвертой фазы интрузивного этапа (кенталлениты, монцониты, щелочные сиениты, граносиениты) и пород гранитоидного комплекса (гранодиориты, граниты).

Анализ распределения церия показал, что в породах различных фаз и фациальных разновидностей он подчиняется нормальному и логнормальному закону. Логнормальный закон свидетельствует о процессах перераспределения церия в святоноситах, автометасоматически измененных породах (скарнированные и цеолитизированные породы, либнеритовые сиениты). В лейцитовых базальтах, тефритах церий также распределяется по логнормальному закону.

Содержание лантана варьирует так же, как и содержание церия: накопление его происходит в ранние этапы (эффузивный и субвулканический) и в постинтрузивный период. Оценка однородности дисперсий (критерий Р. Фишера) для церия и лантана показала их постоянство в вулканоплутонических породах Есильского массива (альбазитовая формация), для церия — в породах щелочногранитоидной формации (массивы Борсыксай и Карасор), что лишний раз подтверждает наличие резко отличных генетических ветвей щелочных пород.

Редкоземельные элементы в изученных нами породах присутствуют как в виде изоморфных примесей, так и собственных минералов (приорит, копнит, эшинит, паризит, синхизит, анкилит, бастнезит, кордилит, бритолит, лессингит, абакумалит, монацит, гадолинит). Кроме того, редкие земли входят в апатит (0,05—0,1%), сфен (0,1%), циркон, перовскит и др.

Иттрий и иттербий установлены в составе щелочных пород Казахстана в заметно подчиненном количестве по сравнению с цериевыми землями и несколько отличаются от них результатами статистической обработки.

В щелочных породах (Есильский массив) не происходит заметно-го увеличения или уменьшения содержания иттрия и иттербия от более ранних к поздним дифференциатам, но отмечается незначительное увеличение иттрия в крупнозернистых нефелиновых сиенитах, монцонитах и щелочных сиенитах. Содержание иттрия в наших породах ниже кларкового для изверженных горных пород (0,0027%, по А. П. Виноградову) и приближается к кларковому — в крупнозернистых нефелиновых сиенитах, граносиенитах, щелочных сиенитах. По закону распределения иттриевые земли почти идентичны цериевым — и те и другие подчиняются преимущественно нормальному закону, свидетельствующему о первичном источнике их появления. Для святоноситов часто свойственны сложные законы распределения иттрия и иттербия и несколько повышенное содержание их, особенно иттрия.

Автометасоматически измененные породы характеризуются логнормальным законом распределения Y и Yb и повышенным их содержанием по всем массивам. Величина дисперсии остается довольно постоянной, заметно возрастая только в крупнозернистых нефелиновых сиенитах. Таким образом, в щелочных породах Казахстана все щелочные металлы (K, Na, Rb, Li, Cs) содержатся в количествах, заметно превышающих их средние величины для изверженных пород и нефе-

линовых сиенитов. В этом отношении стоят особняком щелочные породы уникального ишимского магматического комплекса, представленные калиевыми щелочными базальтоидами с заметно выраженным преобладанием калия над натрием при нормальной для пересыщенных щелочах пород их сумме. К ним же приближаются отличающиеся несколько меньшим числом суммы щелочей породы калиевых базальтоидов конгырсуйского, аксу-бадамского (массивы Ирису, Каинды, Машат, Бадам и др.) и шаншарского комплексов. Калиевому типу химизма отвечают и породы красномайского щелочно-ультраосновного комплекса, в которых калий резко преобладает над натрием.

К калий-натриевому типу химизма относятся в основном породы щелочногранитоидной формации (Карсакпайский, Каратальский, Абаевский, Борсыксайский, Карасорский и другие массивы), в которых средние весовые содержания калия и натрия почти равны или чаще всего первые несколько меньше вторых. В продуктах постмагматизма (альбитизированные щелочные и нефелиновые сиениты, альбититы и др.) среднее содержание натрия гораздо больше, чем калия.

Математическая статистика показала, что калий и натрий в однотипных (щелочных и нефелиновых сиенитах) породах всех изученных массивов распределяются по нормальному закону, что не противоречит нашей концепции об их магматическом происхождении.

Из редких щелочей для многих пород щелочных формаций Казахстана более или менее свойственны литий и рубидий, особенно заметно ими обогащены продукты постмагматизма (либнеритизированные и калишпатизированные сиениты), а альбитизированные сиениты, наоборот, содержат минимальные их количества. Максимальные концентрации редких щелочей обнаружены в слюдах (мусковит, либнерит, биотит), что объясняется составом и особенностями их структуры. Распределение их в других минералах пород зависит от распределения калия в этих минералах. В целом щелочные металлы в породах щелочных формаций республики играют значительную роль, что заметно подчеркивает специфику их геохимии по сравнению с известными щелочными комплексами других регионов Союза (Ловозеро, Хибины, Урал, Приазовье и др.).

Из петрогенных элементов для щелочных комплексов Казахстана наиболее характерен га л л и й, среднее содержание которого варьирует от 0,002 до 0,006 % (Есильский массив). Другие петрогенные элементы (Ba, Sr, Be) встречаются в кларковых концентрациях. Статистический анализ петрогенных элементов показал, что они в основном распределяются в главных типах щелочных магматических пород Казахстана по нормальному закону.

Из сидерофильных элементов в щелочных породах Казахстана чаще всего отмечаются титан, ванадий и кобальт. Наиболее типоморфным элементом является титан, дающий различные химические соединения в виде меланита (титанистого граната), сфена, титаномагнетита, ильменита, манганоильменита, рутила и частично сложные титанонообаты и титаносиликаты — липарит, астрофиллит и др. Для этих элементов (Ti, Ni, V, Cr, Co) устанавливается постепенное убывание содержаний от ранних фаз к поздним. Кроме титана в породах щелочнобазальтоидной формации отмечены ванадий и кобальт в относительно более высоких (в 2—3 раза выше кларка) содержаниях, чем в породах щелочногранитоидных массивов (0,0004—0,0008 %). Титан почти во всех типах пород распределяется по нормальному закону, другие элементы этой группы (Ni, V, Cr и Co) — по логнормальному и сложному.

Рудные и редкие элементы — Pb, Zn, Cu, Mo, Zr, Nb — ведут себя

по-разному: свинец, молибден, цирконий и ниобий проявляют тенденцию к концентрации в поздних дериватах магматического процесса. Относительно высокое среднее содержание свинца, цинка, меди и молибдена фиксируется в магматитах щелочно-основной формации (Есиль, Ирису, Бадам и др.) по сравнению с породами щелочногранитоидной. В отношении среднего содержания циркония и ниобия породы щелочногранитоидной формации заметно отличаются от щелочно-базальтоидных магматитов и т. д. Редкоземельные элементы (в основном цериевая группа — Ce, La) особенно характерны для магматитов и постмагматитов щелочногранитоидных интрузий, а также для пород щелочно-основной формации. В обоих случаях содержание их выше кларка.

* * *

Геохимическое изучение щелочных пород Казахстана позволило выявить некоторые особенности распределения и соотношений щелочных (K, Na, Li, Rb, Cs), петрогенных (Ba, Sr, Ga, Be), рудных (Ti, Cr, Ni, Co), редких (Mo, Sn, Zr, Nb, Ta) и редкоземельных (Ce, La, Y) элементов в эволюции щелочной магмы. Одной из важных геохимических особенностей щелочных пород альбазитовой и реже альгипербазитовой (красномайский и жаркаинагашский комплексы) формаций Казахстана является существенно калиевый характер химизма, что нашло отражение в заметном преобладании калия над натрием и в связи с этим в повышенном (выше кларка) содержании в них лития, рубидия и цезия. Альгипербазитовые породы жанаталапского комплекса относятся к существенно натриевой линии и специализируются на титан, фосфор и редкие металлы (Nb, Ta, Zr и TR) в карбонатитах.

Для щелочных пород альгранитовой формации характерен преимущественно натриевый или калинатровый тип химизма, обычно с заметной недонасыщенностью глиноземом при нормальном для щелочных пород содержании кремнезема. Помимо щелочных металлов породы каждой формации имеют свою геохимическую специализацию, хотя некоторые из элементов (Ba, Sr, Ga, Be, Fe, Sc) являются почти «сквозными». Так, к геохимическим особенностям пород альгипербазитовой формации относятся сравнительно высокие содержания кальция, железа, фосфора, фтора, никеля, ниобия и циркония, альбазитовой — алюминия (в связи с крупными месторождениями нефелиновых и лейцитовых месторождений), меди, галлия (0,002—0,1%, в среднем 0,005%), титана, ванадия, кобальта, свинца, цинка, актиноидов (U, Th) и редких земель, а в щелочных породах альгранитовой формации — ниобия, тантала, циркония, гафния, бериллия, вольфрама, молибдена, олова. В концентрации последних важную роль, по-видимому, играют процессы высокотемпературного щелочного метасоматоза (сиенитизация, альбитизация).

Глава VII

ПЕТРОГЕНЕЗИС ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КАЗАХСТАНА

Изучение щелочных пород Казахстана показало, что они входят в состав трех формаций: альгипербазитовой, альбазитовой и альгранитовой и могут быть производными трех типов магмы: ультраосновной, основной и кислой и сочетаться с комплексами пород, характер-

ными для этих магм. Отсюда допущение, что имеется столько типов щелочных пород, сколько существует типов родоначальных магм, т. е. щелочные породы образуются в результате дифференциации как кислых и основных, так и ультраосновных магм. Общеизвестно, что щелочные породы чаще встречаются в районах спокойной или относительно спокойной тектоники. Они одинаково хорошо развиваются как в складчатых областях, потерявших тектоническую активность за сотни миллионов лет до внедрения щелочной магмы, так и в таких складчатых сооружениях, формирование которых закончилось незадолго до внедрения этих расплавов. Щелочные породы могут находиться в равной мере и на платформах, и в древних областях завершенной складчатости и, наконец, в областях молодой тектоники. Нет оснований допускать, что щелочные породы приурочены в основном к платформам (Шейнманн, Апельцин, Нечаева, 1961). Следует отметить, что в пределах платформы щелочные породы появляются в определенных районах, главным образом в окраинных ее частях, изредка в срединных областях.

Эти особенности в распределении щелочных пород становятся понятными, если учесть, что они, являясь результатом далеко зашедшей дифференциации магмы, могут появиться только при достаточно активном ее образовании и подъеме, т. е. только в условиях достаточной тектонической подвижности. Там, где тектоническая активность недостаточна, щелочные магмы не образуются. Во всех случаях размещение щелочных пород контролируется зонами глубинных разломов, обычно ограничивающих более молодые наложенные структуры.

Нами и рядом исследователей признается гетерогенность образования щелочных пород, обусловленная прежде всего тесной пространственной и, вероятно, генетической их связью с любым из трех основных типов магм — кислой, основной и ультраосновной. Гетерогенность щелочных пород является следствием и различных петрогенных процессов: собственно магматических, контактово-метасоматических, гибридно-ассимиляционных и других. Проблема гетерогенности в достаточной степени рассмотрена в трудах Р. Розенбуша (1934), В. А. Николаева (1935), Ю. А. Билибина (1940, 1958), Н. Л. Боуэна (1945, 1956), О. А. Воробьевой (1960, 1963, 1966), Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961), Ю. М. Шейнманна, Ф. Р. Апельцина и Е. А. Нечаевой (1961), Ю. А. Кузнецова (1964, 1968), Ю. М. Шейнманна (1968) и других.

Генезис щелочных пород всегда был в петрологии одной из наиболее острых и дискуссионных проблем. Пожалуй, ни по одному из разделов петрологии не было столько взаимоисключающих точек зрения. Среди существующих ныне гипотез прежде всего необходимо отметить преобладание концепции о магматическом происхождении большей части щелочных пород. Многие ведущие петрологи, такие, как Н. Л. Боуэн (1945, 1956), Т. Барт (1956), Д. С. Коржинский (1960—1965), Ю. А. Кузнецов (1964, 1970), Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1961), О. А. Воробьева (1960, 1964), Ю. М. Шейнманн (1968) и др., допускают возможность происхождения щелочных пород типа нефелиновых сиенитов и фонолитов, не говоря уже об альбазитовых и альгинпербазитовых формациях, путем дифференциации первичной оливино-базальтовой магмы. Т. Барт и Ю. М. Шейнманн, например, показывают, что оливино-базальтовая магма повышенной щелочности наиболее характерна для вулканических провинций и что кристаллизация ее с неизбежностью приводит к нефелин-сиенитовой эвтектике. Эта гипотеза в какой-то мере перекликается с ранними взглядами Ф. Бекке (1903) об атлантическом и тихоокеанском типах магм. Между тем она существ-

венно отличается от общеизвестной концепции Н. Боуэна (1945) и его сторонников, которые связывали образование щелочных пород с особыми путями кристаллизации остаточных расплавов нормальной базальтовой магмы или со сложным фракционированием последней в процессе кристаллизации. По представлению Н. Боуэна, фракционирование из базальтовой магмы образовавшихся кристаллов лейциита дает начало существованию магмы, богатой фельдшпатоидами. Гипотеза Н. Боуэна, подкрепленная экспериментальными данными, получила широкое признание и до сих пор привлекается для объяснения происхождения щелочных пород.

Ю. А. Билибиным (1937, 1940) для преобразования щелочноземельной базальтовой магмы в щелочную был предложен механизм магматической дифференциации, суть которого заключается во встречной диффузии тугоплавких ассоциированных молекул в глубь магматического очага, а тугоплавких диссоциированных частей молекул (в том числе и щелочей), наоборот, из глубины очага к кровле.

В свое время широким признанием пользовалась гипотеза Р. Дэли (1910, 1918) об основной роли процессов ассимиляции щелочноземельной магмы при образовании щелочных пород. Суть процесса заключается в десиликации расплава любого состава — от базальтового до гранитового — в результате реакции с карбонатными породами кровли и дальнейшей дифференциации контаминированной магмы, бедной кремнеземом, но богатой летучими компонентами и щелочами. Гипотеза Р. Дэли в первоначальном виде не выдержала проверки ни временем, ни экспериментально. Как правильно подметил Дж. Ферхуген, если бы это явление представляло собой нормальный петрогенетический процесс, то, несомненно, примеров подобного рода, учитывая широкое распространение на дневной поверхности базальтов, гранитов и карбонатных пород, было бы гораздо больше (Тернер и Ферхуген, 1961).

Существуют гипотезы о происхождении щелочных пород, в основу которых положен газовый перенос летучих компонентов. В связи с этим отметим, что некоторые петрологи (Termier, 1910; Smith, 1927; Gillson, 1928; Backlund, 1932; Goranson, 1933 и др.) считали источник летучих ювенильным и не обязательно связанным с данным магматическим очагом. По мнению этих исследователей, ювенильные газы способны соединяться со щелочными металлами, характерными для щелочных пород (K, Na), образуя легкоподвижные соединения, которые могут обособиться в отдельных частях магматической камеры. Допущение об ювенильном источнике летучих в конце концов дошло до отрицания всякой щелочной магмы, до гипотезы, согласно которой генезис нефелин-лейцитовых пород рассматривался от начала до конца как метасоматический процесс. Наиболее последовательным сторонником этой гипотезы является И. М. Успенский (1955). Он допускает, что если ювенильный раствор (щелочи и глинозем) будет двигаться по ослабленной зоне, то под его воздействием боковые породы (известняки, доломиты и основные эффузивы) превратятся сперва в гранит, затем в сиенит и нефелиновый сиенит. Предположение об ювенильном происхождении подвижных щелочных растворов для объяснения генезиса магматических пород вообще и щелочных в особенности привлекает многих геологов (Тернер, Ферхуген, 1961 и др.).

В. Линдгрэн, Дж. Кеннеди, С. И. Томкеев, А. Холмс и другие петрологи обратили внимание на богатство самих щелочных магм летучими компонентами, признавая их решающую роль при дифференциации магматических расплавов, поскольку они способствуют концентрации щелочей в отдельных участках магматического очага.

Предложенная Д. С. Коржинским (1940, 1957) гипотеза магматического замещения, по его собственному выражению, является развитием представлений П. Термье (Terrier, 1910) о метаморфизме и гранитизации в геосинклинальных зонах при воздействии сквозьмагматических растворов («колонн фильтрации»), вызывающих изменение пород и выплавление из них эвтектической гранитной магмы. Суть этой концепции заключается в том, что магматический расплав характеризуется микрогетерогенностью, при которой диссоциированные молекулы имеют дифференциальную подвижность. При этом магма рассматривается как закрытая система относительно более инертных компонентов и открытая — в отношении более активных компонентов (K_2O , Na_2O , H_2O , CO_2). Последние легко выносятся из магматического расплава в верхние горизонты в виде «сквозьмагматических растворов», поток которых имеет инфильтрационный (а не диффузионный) характер. На участке замещения осуществляется взаимодействие сквозьмагматических растворов с боковыми карбонатными породами, которые в свою очередь превращаются в магнезиальные скарны (Жариков, 1959) с четко выраженными зонами минерализации, возникающими при изменении химических потенциалов оснований. Д. С. Коржинский, В. А. Жариков и другие петрологи убедительно противопоставили инфильтрационное магматическое замещение ассимиляции. Ассимиляция, по мнению этих авторов, является процессом диффузионным, и если она имеет место на контакте гранитоидов с основными породами (основные эффузивы и карбонатные породы), то должны возникнуть не щелочные серии, а породы диоритового состава. В соответствии с гипотезой Д. С. Коржинского, в последнее время некоторые геологи (Омельяненко, 1959; Яшина, 1962; Перчук, 1964; Роненсон, 1966 и др.) в магматическом замещении видят основную причину образования щелочных пород. Однако концепцией магматического замещения не всегда можно положительно объяснить происхождение некоторых групп щелочных пород и особенно лейцитовых магматитов. Например, щелочные комплексы Бушвельда, Уганды, Эфиопии и других пунктов Африки, Индии, ряда океанических островов и лейцитовые базальтоиды Сибирской платформы и Восточного Казахстана (Ишим, Аксу-Бадам и др.) связаны с глубинными разломами, по которым из верхней мантии поднималась оливин-базальтовая магма, давшая богатые калием породы (Билибин, 1940; Нурлыбаев, 1964; Билибина и др., 1967; Шейнманн, 1968; Strauss and Truter, 1951; Sahama, 1952 и др.).

Следует отметить, что только комплексный подход к решению проблемы о происхождении щелочных пород может в конечном счете пролить свет на природу их генетических типов. Определяющим здесь в свете новых данных (Заварицкий, Соболев, 1961; Перчук, 1964; Костюк, 1967) должен стать выяснение физико-химических и термодинамических условий кристаллизации породообразующих минералов при параллельном изучении путей петрохимической эволюции тех или иных магматогенных комплексов, с которыми генетически связаны щелочные породы. Достоверность определенной гипотезы о происхождении щелочных пород, по мнению В. П. Костюка (1967), может быть подтверждена: 1) экспериментальным моделированием эндогенных процессов, и прежде всего синтезом минералов в искусственных силикатных системах, которые составом компонентов и заданными определяющими параметрами в какой-то степени отвечают природным системам; 2) использованием некоторых новых методов исследования природных минералов, позволяющих с большей или меньшей точностью реконструировать условия минералообразования в момент кри-

сталлизации; 3) теоретической интерпретацией имеющихся данных по условиям минералообразования с позиций термодинамики равновесных процессов. Каждый из этих методов ограничен в своих возможностях, но используемые совместно они могут достаточно объективно и широко осветить многие вопросы, касающиеся генетической стороны эндогенного минералообразования.

На основании по возможности всестороннего исследования щелочных комплексов Казахстана (геологии, петрологии, минералогии, петрохимии и геохимии) автор, не отрицая гетерогенности происхождения щелочных пород, признает их первично-магматическую природу. Этот вывод аргументируется, во-первых, наличием вулканических и субвулканических эквивалентов щелочных интрузий на площади многих щелочных массивов (Есиль, Конырсу, Аксу-Бадам, Северо-Западное Прибалхашье, Чингиз-Тарбагатай и другие регионы); во-вторых, сходным петрографическим, минералогическим и геохимическим составом слагающих их пород и минералов (породообразующих и акцессориев) и, в-третьих, почти идентичными физико-химическими и кристаллооптическими свойствами полевых шпатов и фельдшпатов (нефелина, содалита, лейцита и др.). Щелочные комплексы Казахстана, сложные по строению (субвулканы, вулкано-плутоны, плутоны, штоки, дайки и др.) и многофазные, возникли в процессе длительной кристаллизации магматических расплавов, являющихся дифференциатами щелочноземельной и щелочной магм. Во многих массивах трех щелочных формаций (альгипербазитовой, альбазитовой и альгранитовой) завершающие дифференциаты каждой группы — щелочные и нефелиновые сиениты — весьма сходны между собой по петрографическому составу, но несколько отличаются минералогически (главным образом ассоциацией акцессорных и реже породообразующих минералов) и геохимически.

При изучении условий образования щелочных пород не следует так упорно противопоставлять дифференциацию ассимиляции или магматические процессы метасоматическим. Имеется внутреннее единство и взаимная обусловленность этих процессов, причем в зависимости от обстановки может господствовать любой из них. Например, при становлении щелочных плутонов альгранитовой формации Казахстана (Борсыксай, Карасор, Абаевский и другие массивы) наравне с глубинными процессами значительную роль, по-видимому, играли процессы магматического замещения и метасоматоза. Наоборот, при образовании щелочных вулкано-плутонических серий альбазитовой и альгипербазитовой формаций Казахстана (ишимский, аксубадамский, красномайский, жанаталапский и другие комплексы) решающая роль принадлежала первично-магматическим процессам.

Многие исследователи еще до наших работ признавали магматическую природу щелочных и нефелиновых пород Казахстана и связывали их возникновение с процессами глубинной дифференциации (А. Н. Заварицкий, Д. С. Коржинский, В. И. Лодочников, Н. Н. Горностаев, Ю. А. Кузнецов, В. К. Монич и другие) или десиликации гранитного расплава в особой тектонической обстановке (В. А. Николаев, Т. В. Молчанова и др.). Первичный магматический характер лейцитовых и нефелиновых пород подтверждается их текстурно-структурными особенностями, своеобразием контактов и взаимоотношений с породами кровли, присутствием ксенолитов из различных горизонтов земной коры, включая эклогиты и бороланиты, оливиниты (красномайский, ишимский, аксубадамский и другие комплексы), наличием лав, эруптивных брекчий, туфов и различных пирокластических материалов. В тех щелочных интрузивных комплексах, в которых сейчас

не фиксируются их вулканические эквиваленты или их слишком мало, на первичную природу их, помимо названных выше факторов, указывают: а) характерные магматические структуры и текстуры течения (трахитоидность), нередко огибающие ксенолиты боковых и глубинных пород; б) сложный минералогический состав; в) наличие пород разнообразных жильных фаций, как щелочных, так и щелочно-земельных; г) высокие температуры кристаллизации главных породообразующих минералов — калишпатов и нефелина (700—840°C).

Значительный интерес для уточнения генезиса нефелин-лейцитовых пород Казахстана представляют их вулканические и субвулканические аналоги (жерла, некки, дайки и жилы), позволяющие наметить процессы магматической дифференциации, обуславливающие большое многообразие этих магматитов. Щелочные эффузивы и субвулканы ишимского и конырсуйского комплексов альбазитовой формации образовались в течение нижней половины девона (D_{1-2}), в завершающие этапы орогенной стадии развития Улутау-Ишим-Кокшетауской складчатой зоны. В это время происходило образование наложенных структур платформенного типа в виде краевых прогибов и внутригорных грабен-синклинальных впадин и авлакогенов. Становление этих структур сопровождалось накоплением осадочно-эффузивных толщ и заложением региональных глубинных разломов, которые явились путями поднятия с глубины магмы, давшей вулкано-плутонические породы лейцит-фонолитового и нефелин-сиенитового составов.

Характерной особенностью щелочных вулкано-плутонических комплексов альбазитовой формации Казахстана является большое разнообразие пород, постоянство состава отдельных тел по простиранию и падению и отсутствие признаков ассимиляционного взаимодействия магм с вмещающими породами, позволяющие считать, что магма щелочных вулкаников и субвулкаников проникала по подводящим каналам из глубин и на месте кристаллизации пород не изменялась в результате взаимодействия с боковыми породами или других процессов. Щелочные магматиты семейтауского и аксу-бадамского комплексов также альбазитовой формации Казахстана образовались в верхнем палеозое (C_3 —Р) в зонах тектонического сочленения каледонид и герцинид Тянь-Шаня (аксу-бадамский комплекс) и Баянаул-Чингиз-Тарбагатай с зайсанской складчатостью (семейтауский, тобыктинский и другие комплексы).

Попытаемся на основании проведенного детального исследования калинатровых полевых шпатов и нефелинов Есильского массива и теоретической интерпретации имеющихся данных экспериментального моделирования эндогенного минералообразования затронуть ряд моментов, важных для целей корреляции и выявления условий образования щелочных пород ишимского магматического комплекса — наиболее характерного представителя альбазитовой формации. Геологические условия залегания этого комплекса, особенности его строения и состава не позволяют применить к нему гипотезу Р. Дэли для объяснения генезиса щелочных пород как производных магм, явившихся результатом ассимиляции нещелочными (в частности, гранитоидными) магмами известняков с десиликацией магм. Основанием для этого служит тот факт, что вмещающие массив породы нижнего палеозоя отличаются в основном песчано-сланцевым и порфириновым составом без карбонатных пород, которые в прилегающих к массиву районах не обнаружены, за исключением более молодых отложений карбона. Внутри интрузива почти не встречены ксенолиты вмещающих или более глубинных пород. Кроме того, в породах массива нет и первич-

ных карбонатитов. Отмечается недостаток SiO_2 как в начальных, так и в конечных продуктах дифференциации, что исключает признаки десиликации под влиянием внешних факторов.

О ТЕМПЕРАТУРАХ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ
(на примере ишимского магматического комплекса)

Исходя из допущения первично-магматогенного генезиса щелочных пород ишимского комплекса, остановимся на некоторых вопросах температурного режима при образовании нефелин-сиенитовых и щелочноземельных интрузий и либнеритовых сиенитов. Для этого воспользуемся опубликованными данными экспериментальных исследований природных и синтетических систем: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O (Tuttle, Bowen, 1958); $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — H_2O (Боуэн, Таттл, 1952); NaAlSiO_4 — KAlSiO_4 — SiO_2 (Гамильтон, Маккензи, 1963); $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — H_2O (Йодер и др., 1963; Шерер, 1962); $\text{K}_2\text{Al}_4(\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}) \cdot (\text{OH}, \text{F})_4$ — $\text{Na}_2\text{Al}_4(\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}) \cdot (\text{OH})_4$ (Eugster, 1965) и материалами детальными исследований нефелина и полевого шпата ишимского и других комплексов.

Калинатровый полевой шпат. Изучение калишпатов щелочных пород, в основном ишимского и других комплексов Казахстана, показывает, что они представляют собой твердые растворы K, Na и Ca с преобладанием калиевого компонента и предельной растворимостью аноргита (3%). Давно было известно, а затем подтверждено экспериментально Н. Л. Боуэном и О. Ф. Таттлом (1952), что калиевые полевые шпаты образуют, вероятно, даже полную серию твердых растворов при высокой температуре с минимумом в точке плавления. По мере понижения температуры возможность такой смешимости в кристаллической фазе ограничивается и процесс сопровождается распадом на составляющие калиевую и натриевую молекулы. Следовательно, одним из определяющих факторов при обособлении отдельных фаз (K и Na) в пределах блок-кристалла является температура. Таким образом, отношение Na и K в калишпат-пертите может быть решающим при установлении температуры образования породы.

Многие исследователи уже давно пытаются использовать микропертитовый полевой шпат в качестве «геологического» термометра. Идеей послужило высказывание Е. Ларсена о возможности судить о температурах кристаллизации породообразующих магм по тем температурам, при которых происходит распад микропертитовых полевых шпатов. Аналогичное представление Е. Спенсера основано на изучении поведения природных полевых шпатов с различным соотношением молекул Na и K при длительном нагревании. Среди огромного количества работ, посвященных экспериментальному исследованию щелочной полевошпатовой серии, прежде всего, пожалуй, следует отметить работы И. Шерера, исследовавшего сечение KAlSi_3O_8 — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ в системе NaAlSiO_4 — KAlSiO_4 — SiO_2 с сухими расплавами и получившего эвтектическую точку кристаллизации при температуре $1063 \pm 3^\circ$ при 35 вес. % калиевого полевого шпата в твердом растворе. Н. Л. Боуэн и О. Ф. Таттл (1952) при таком же составе (30% ортоклаза и 70% альбита) с добавлением 7,5% воды доказали, что температура кристаллизации калинатровых полевых шпатов резко снижается: при $P=1000$ атм эвтектическая точка кристаллизации снижается до 843° , а при $P=2000$ атм — до 770° . Распад твердого раствора калишпатов и в «сухих» расплавах при указанных давлениях водяного пара происходит при температуре 660°C . Кривая сольвуса Р. Лавеса (1956) отражает температуры порядка 680° , при

не фиксируются их вулканические эквиваленты или их слишком мало, на первичную природу их, помимо названных выше факторов, указывают: а) характерные магматические структуры и текстуры течения (трахитоидность), нередко огибающие ксенолиты боковых и глубинных пород; б) сложный минералогический состав; в) наличие пород разнообразных жильных фаций, как щелочных, так и щелочно-земельных; г) высокие температуры кристаллизации главных породообразующих минералов — калишпатов и нефелина (700—840°C).

Значительный интерес для уточнения генезиса нефелин-лейцитовых пород Казахстана представляют их вулканические и субвулканические аналоги (жерла, некки, дайки и жилы), позволяющие наметить процессы магматической дифференциации, обуславливающие большое многообразие этих магматитов. Щелочные эффузивы и субвулканы ишимского и конькурсуйского комплексов альбазитовой формации образовались в течение нижней половины девона (D_{1-2}), в завершающие этапы орогенной стадии развития Улугтау-Ишим-Кокшетауской складчатой зоны. В это время происходило образование наложенных структур платформенного типа в виде краевых прогибов и внутригорных грабен-синклинальных впадин и авлакогенов. Становление этих структур сопровождалось накоплением осадочно-эффузивных толщ и заложением региональных глубинных разломов, которые явились путями поднятия с глубины магмы, давшей вулкано-плутонические породы лейцит-фонолитового и нефелин-сиенитового составов.

Характерной особенностью щелочных вулкано-плутонических комплексов альбазитовой формации Казахстана является большое разнообразие пород, постоянство состава отдельных тел по простиранию и падению и отсутствие признаков ассимиляционного взаимодействия магм с вмещающими породами, позволяющие считать, что магма щелочных вулкаников и субвулкаников проникала по подводящим каналам из глубин и на месте кристаллизации пород не изменялась в результате взаимодействия с боковыми породами или других процессов. Щелочные магматиты семейтауского и аксу-бадамского комплексов также альбазитовой формации Казахстана образовались в верхнем палеозое (C_3 —Р) в зонах тектонического сочленения каледонид и герцинид Тянь-Шаня (аксу-бадамский комплекс) и Баянаул-Чингиз-Тарбагатай с зайсанской складчатостью (семейтауский, тобыктинский и другие комплексы).

Попытаемся на основании проведенного детального исследования калинатровых полевых шпатов и нефелинов Есильского массива и теоретической интерпретации имеющихся данных экспериментального моделирования эндогенного минералообразования затронуть ряд моментов, важных для целей корреляции и выявления условий образования щелочных пород ишимского магматического комплекса — наиболее характерного представителя альбазитовой формации. Геологические условия залегания этого комплекса, особенности его строения и состава не позволяют применить к нему гипотезу Р. Дэли для объяснения генезиса щелочных пород как производных магм, явившихся результатом ассимиляции нещелочными (в частности, гранитоидными) магмами известняков с десиликацией магм. Основанием для этого служит тот факт, что вмещающие массив породы нижнего палеозоя отличаются в основном песчано-сланцевым и порфириновым составом без карбонатных пород, которые в прилегающих к массиву районах не обнаружены, за исключением более молодых отложений карбона. Внутри интрузива почти не встречены ксенолиты вмещающих или более глубинных пород. Кроме того, в породах массива нет и первич-

ных карбонатитов. Отмечается недостаток SiO_2 как в начальных, так и в конечных продуктах дифференциации, что исключает признаки десицикации под влиянием внешних факторов.

О ТЕМПЕРАТУРАХ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ
(на примере ишимского магматического комплекса)

Исходя из допущения первично-магматогенного генезиса щелочных пород ишимского комплекса, остановимся на некоторых вопросах температурного режима при образовании нефелин-сиенитовых и щелочноземельных интрузий и либнеритовых сиенитов. Для этого воспользуемся опубликованными данными экспериментальных исследований природных и синтетических систем: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O (Tuttle, Bowen, 1958); $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — H_2O (Боуэн, Таттл, 1952); NaAlSiO_4 — KAlSiO_4 — SiO_2 (Гамильтон, Маккензи, 1963); $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — H_2O (Йодер и др., 1963; Шерер, 1962); $\text{K}_2\text{Al}_4(\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}) \cdot (\text{OH}, \text{F})_4$ — $\text{Na}_2\text{Al}_4(\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}) \cdot (\text{OH})_4$ (Eugster, 1965) и материалами детальными исследований нефелина и полевого шпата ишимского и других комплексов.

Калинатровый полевой шпат. Изучение калишпатов щелочных пород, в основном ишимского и других комплексов Казахстана, показывает, что они представляют собой твердые растворы K , Na и Ca с преобладанием калиевого компонента и предельной растворимостью анортита (3%). Давно было известно, а затем подтверждено экспериментально Н. Л. Боуэном и О. Ф. Таттлом (1952), что калиевые полевые шпаты образуют, вероятно, даже полную серию твердых растворов при высокой температуре с минимумом в точке плавления. По мере понижения температуры возможность такой смесимости в кристаллической фазе ограничивается и процесс сопровождается распадом на составляющие калиевую и натриевую молекулы. Следовательно, одним из определяющих факторов при обособлении отдельных фаз (K и Na) в пределах блок-кристалла является температура. Таким образом, отношение Na и K в калишпат-пертите может быть решающим при установлении температуры образования породы.

Многие исследователи уже давно пытаются использовать микропертитовый полевой шпат в качестве «геологического» термометра. Идеей послужило высказывание Е. Ларсена о возможности судить о температурах кристаллизации породообразующих магм по тем температурам, при которых происходит распад микропертитовых полевых шпатов. Аналогичное представление Е. Спенсера основано на изучении поведения природных полевых шпатов с различным соотношением молекул Na и K при длительном нагревании. Среди огромного количества работ, посвященных экспериментальному исследованию щелочной полевошпатовой серии, прежде всего, пожалуй, следует отметить работы И. Шерера, исследовавшего сечение KAlSi_3O_8 — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ в системе NaAlSiO_4 — KAlSiO_4 — SiO_2 с сухими расплавами и получившего эвтектическую точку кристаллизации при температуре $1063 \pm 3^\circ$ при 35 вес. % калиевого полевого шпата в твердом растворе. Н. Л. Боуэн и О. Ф. Таттл (1952) при таком же составе (30% ортоклаза и 70% альбита) с добавлением 7,5% воды доказали, что температура кристаллизации калинатровых полевых шпатов резко снижается: при $P=1000$ атм эвтектическая точка кристаллизации снижается до 843° , а при $P=2000$ атм — до 770° . Распад твердого раствора калишпатов и в «сухих» расплавах при указанных давлениях водяного пара происходит при температуре 660°C . Кривая сольвуса Р. Лавеса (1956) отражает температуры порядка 680° , при

которых начинается такой распад. Интерпретацией температур распада твердых растворов каликатровых полевых шпатов по диаграмме А6—Орт, построенной Т. Ф. Бартом (1952), определяется интервал 500—700°. Вероятно, значения температур выше 660°, установленные экспериментально как верхний предел распада, завышены за счет вторичного альбита (рис. 61).

Х. С. Йодер и др. (1963), проводя исследования системы $KAlSi_3O_8—NaAlSi_3O_8—CaAl_2Si_2O_8—H_2O$ при давлении в 5000 бар, построили диаграмму, в которой установлены пределы сосуществования определенных твердых растворов полевых шпатов при конкретных температурах. Учитывая это, интервалы возможной кристалли-

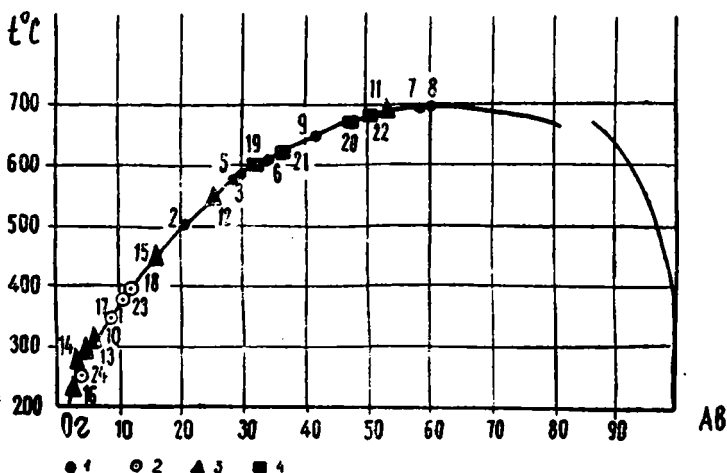


Рис. 61. Температура распада твердых растворов в калишпатах Есильского массива. 1 — нефелиновые сиениты; 2 — пегматиты; 3 — либениритовые сиениты; 4 — щелочноземельные породы.

зации калишпатов нефелиновых пород Есильского массива устанавливаются в 840—810° для святоноситов, псевдо-, эпилейцитовых и такситовых нефелиновых сиенитов и 695—710° — для нефелиновых сиенитов (рис. 62). Продолжая изучение системы тройных полевых шпатов при давлениях пара 5000 атм, Х. С. Йодер с сотрудниками (1963) получил для разреза альбит — ортоклаз максимум на кривой сольвуса при 715°. Принимая во внимание данные О. Ф. Таттла и Н. Л. Боуэна, эти авторы считают, что при увеличении давления на 1000 бар увеличивается максимум кривой сольвуса на 14°.

Н. М. Орвил (1963), изучая систему искусственных смесей $KAlSi_3O_8—NaAlSi_3O_8$ с добавлением более 2 мол. % щелочного хлорида при давлении водяного пара 200 атм в интервале температур 300—700°С, установил, что при 700°С существует полная смесимость в ряду каликатровых полевых шпатов, а при 600°С уже наблюдается нарушение гомогенности твердой фазы — в системе появляется область несмешивающихся твердых растворов полевых шпатов с раствором щелочных хлоридов. По мере понижения температуры в растворе щелочного хлорида возрастает отношение Na:K.

Т. Ф. Барт (1962), изучив составы полевых шпатов из различных пород, для которых с той или иной степенью точности была определена температура кристаллизации, показал, что распределение температур между двумя полевыми шпатами является функцией кристаллизации. Экспериментальными исследованиями И. Д. Рябчиков (1968) и др. доказали, что метод Т. Ф. Барта фиксирует главным образом

показатели температурных условий, в которых протекала перекристаллизация пород, вызвавших соответствующие преобразования в полевых шпатах. Однако попытка И. Д. Рябчикова применить диаграмму распределения $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ к сосуществующим полевошпатовым фазам для определения температуры кристаллизации калишпатов из нефелиновых интрузий не дала положительных результатов. Большинство проб оказалось за пределами гетерогенного равновесия щелочных полевых шпатов и плагиоклаза. Это объясняется, очевидно, тем, что содержание первичного альбита в данных породах весьма незначительно.

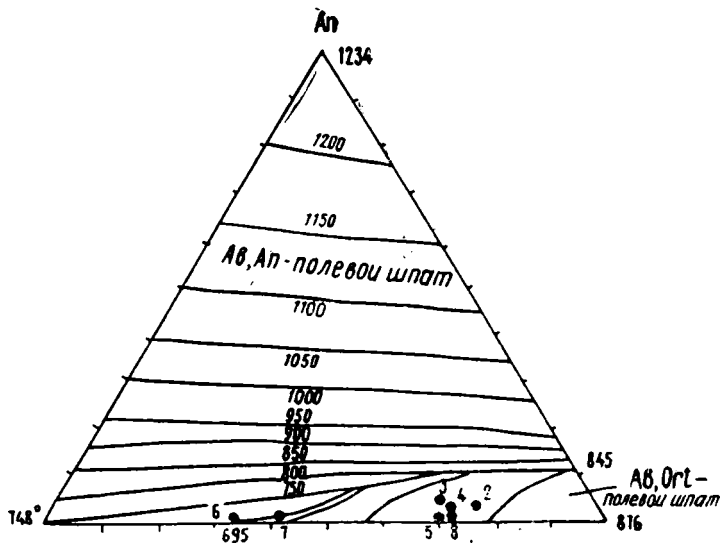


Рис. 62. Диаграмма состояния системы из четырех компонентов $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ — H_2O при давлении паров воды 5000 бар.

Сказанное позволяет с достаточной убедительностью считать, что, очевидно, температура в 710 — 840° , устанавливаемая на основании данных экспериментального изучения полевошпатовых систем, может быть принята в качестве верхнего предела кристаллизации нефелин-сиенитовых интрузий. В качестве нижнего предела вероятно, очевидно, температура в 500° , устанавливаемая по распаду твердых растворов калинатровых полевых шпатов. Возможный интервал температур кристаллизации щелочноземельных пород, характеризующихся наличием сосуществующих калишпатов и плагиоклазов¹⁸, устанавливается по диаграмме экспериментально определенных Х. С. Йодером с соавторами (1963) соединительных линий, связывающих сосуществующие полевые шпаты при давлении 5000 бар (рис. 63), и равен 698 — 730° . Несколько секуще положение соединительных линий по отношению к экспериментальным свидетельствует о более низких давлениях, при которых образуются щелочноземельные породы.

На диаграмму распределения альбита (рис. 64) между сосуществующими полевошпатовыми фазами нанесены точки, соответствующие распределению альбита в плагиоклазах и калишпатах в есильских щелочноземельных породах. Как видно из положения этих точек, равновесное сосуществование полевых шпатов с подобным

¹⁸ Состав плагиоклаза определялся оптически.

распределением в них альбита может быть достигнуто при температурах 600—640°. Распад твердых растворов, образовавшихся при кристаллизации калишпатов щелочноземельных пород, судя по данным диаграммы, происходил в интервале 600—680°. Следовательно, наиболее вероятным нижним пределом кристаллизации щелочноземельной магмы может быть принята температура 600°, верхним — 730°.

Для либнеритовых сиенитов с характерным парагенезисом альбит — калишпат, представляющих собой продукт постмагматической перекристаллизации нефелиновых сиенитов и пегматитов, в которых возможно некоторое обособление альбита в самостоятельный минерал,

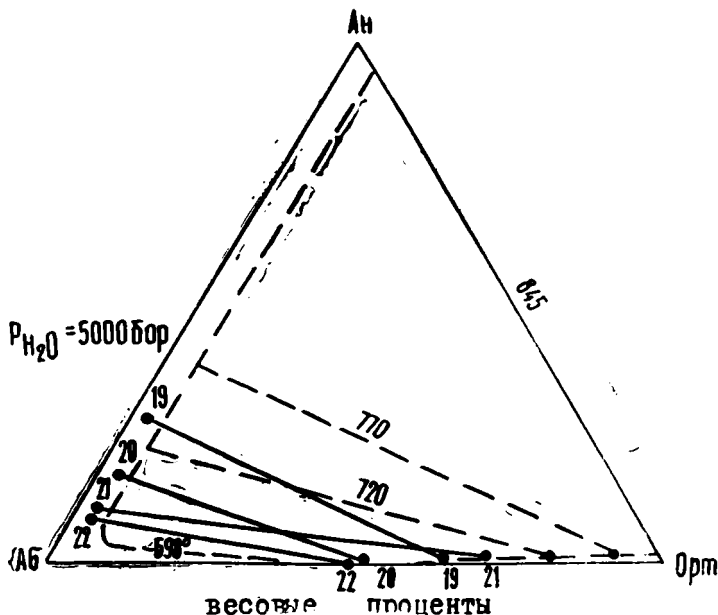


Рис. 63. Диаграмма сосуществования полевого шпата при различной температуре и давлении 5000 бар.

температуры образования, определенные по диаграмме И. Д. Рябчикова и равные 350—480° для либнеритовых сиенитов и 400—470° — для пегматитов, вполне вероятны (рис. 64).

Нефелин. При изучении нефелина ишимского магматического комплекса, так же как и других комплексов, отмечены некоторые специфические особенности его химизма, являющиеся, несомненно, функцией термодинамических и физико-химических условий кристаллизации этого минерала и могущие, в свою очередь, быть использованными для решения вопросов, связанных с выяснением таких условий. Установление характера связи между варьирующими соотношениями трех главных компонентов в составе минерала (нефелином, кальсилитом, избыточным кремнеземом) и внешними параметрами системы открывает перспективу использования нефелина в качестве геологического термометра.

Наиболее полно связь трех определяющих компонентов отражена в работах Д. Гамильтона и В. Маккензи (1963), которые, изучая искусственные смеси в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 , исходили из того, что если известен химический состав нефелина, находящегося в равновесной ассоциации с щелочным полевым шпатом, то на

основании данных о пределах смесимости твердых растворов можно судить о приблизительной температуре их образования. Указанная схема изучалась при 700° и давлении пара 15 000 фунтов (1050 атм). Позднее Д. Гамильтон исследовал аналогичные равновесия при температурах 500 и 775° и давлении пара 1050 атм. На изотерме 775° и выше получено несколько точек составов твердого раствора нефелина (с пределами содержания Кс 10—20 вес. % и избыточного кремнезе-

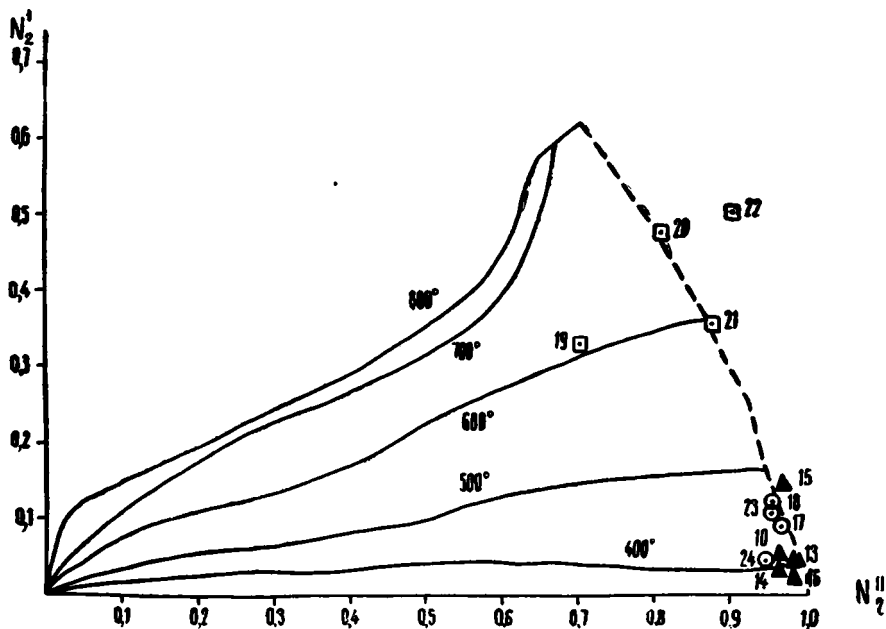


Рис. 64. Диаграмма распределения $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ между сосуществующими полевошпатовыми фазами. N_2' — молярная доля альбита в калишпате, N_2'' — молярная доля альбита в плагиоклазе. Пунктиром отмечена область гетерогенного равновесия щелочных полевых шпатов и плагиоклазов.

ма 7,5—10 вес. %) в ассоциации с калишпатом (рис. 65). Некоторая избыточность кремнезема в нефелине против нормативного состава обусловлена, по представлениям Д. Гамильтона, частичным замещением атомов Si атомами Al. В нефелине, находящемся в равновесии с расплавом, по мере изменения термодинамических параметров системы (понижение температуры) соотношение Si:Al, как и соотношение Na:K, должно изменяться, причем в последнем случае оно будет стремиться к пределу 3:1.

На диаграмму (рис. 65) нанесены точки составов есильских нефелинов. Для сравнения там же даны проекции составов нефелинов из щелочных пород Мариуполя (Елисеев и др., 1965), Хибин (по О. Б. Дудкину), Туркестано-Алая, Норвегии и Трансвааля (Перчук, 1964).

Нефелины из ишимского комплекса отличаются пониженными содержаниями кремнезема по сравнению со средними значениями, которые дают Е. Морозевич и К. Е. Тилли (соответственно 4,1—5,2 и 4 вес. %). Проекции точек составов исследуемых нефелинов ложатся на изотерму 500° и ниже ее. Такая же температура кристаллизации отмечается и для нефелинов из нефелиновых сиенитов Норвегии и Трансвааля. Максимальная температура образования для нефелина из святоноситов устанавливается в 530 — 540° , а для нефелиновых

сиенитов — 500°. Отмечается уменьшение свободного кремнезема при снижении температуры. В этом случае подтверждается вывод К. Е. Тилли о том, что по мере понижения температуры состав нефелина становится менее кремнеземистым. Очевидно, отмеченная общая закономерность в смене более высокотемпературных нефелинов более низкотемпературными в процессе внедрения нефелин-сиенитовых интрузий вполне вероятна, а температуры образования нефелинов близки к истинной. Пожалуй, уместно присоединиться к мнению Т. Барта, указывающего на то, что для получения точных интервалов температур нужны точные количественные соотношения компонентов в нефелине, что может быть достигнуто при большой точности химических анализов, а это не всегда практически осуществимо, поэтому полученные значения температур не всегда достоверны.

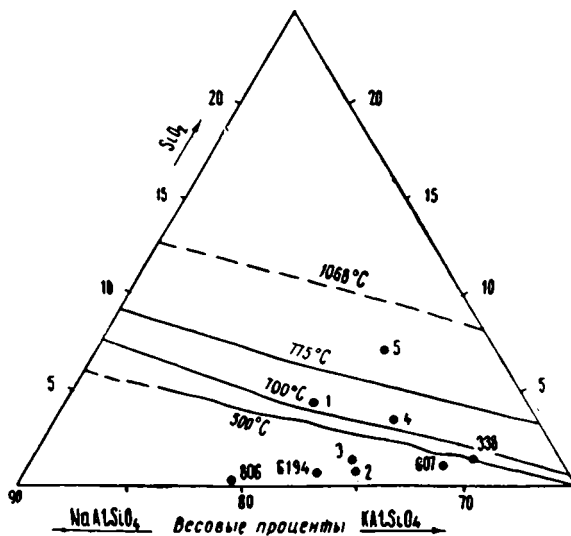


Рис. 65. Фрагмент диаграммы равновесия Не—Кс—Кв. Изотермы нанесены по данным Д. Гамильтона (1963), а точки составов нефелинов — по данным химических анализов. Нефелин: 1 — из трахитоидного нефелинового сиенита Мариуполя; 2 — из нефелинового сиенита Норвегии; 3 — из нефелинового сиенита Трансвааля; 4 — из пироксенового нефелинового сиенита Туркестано-Алая; 5 — из Хибии; 338, 607, 806, 6194 — нефелины из нефелиновых сиенитов Есильского массива.

Предложенный же Т. Бартом (1963) метод использования в качестве геологического термометра содержащийся в нефелине кальций (анортитовый компонент) в системе альбит—ортоклаз—нефелин—кальсилит страдает, вероятно, теми же недостатками. Во-первых, при этом методе необходимо ювелирное выполнение химических анализов для выявления соотношений всех пяти компонентов, и, во-вторых, атомы Са в структуре нефелина, как указывают Я. Смит и Т. Сахама, замещают доминирующие катионы (прежде всего Na), но не являются избыточными, т. е. не могут образовывать новую фазу (анортит). Следовательно, этот признак вряд ли окажется надежным критерием при определении температуры.

Парагенезис нефелин—полевои шпат. В последние годы Л. Л. Перчук (1966, 1967) установил возможность определения термодинамических параметров образования минералов в щелочных

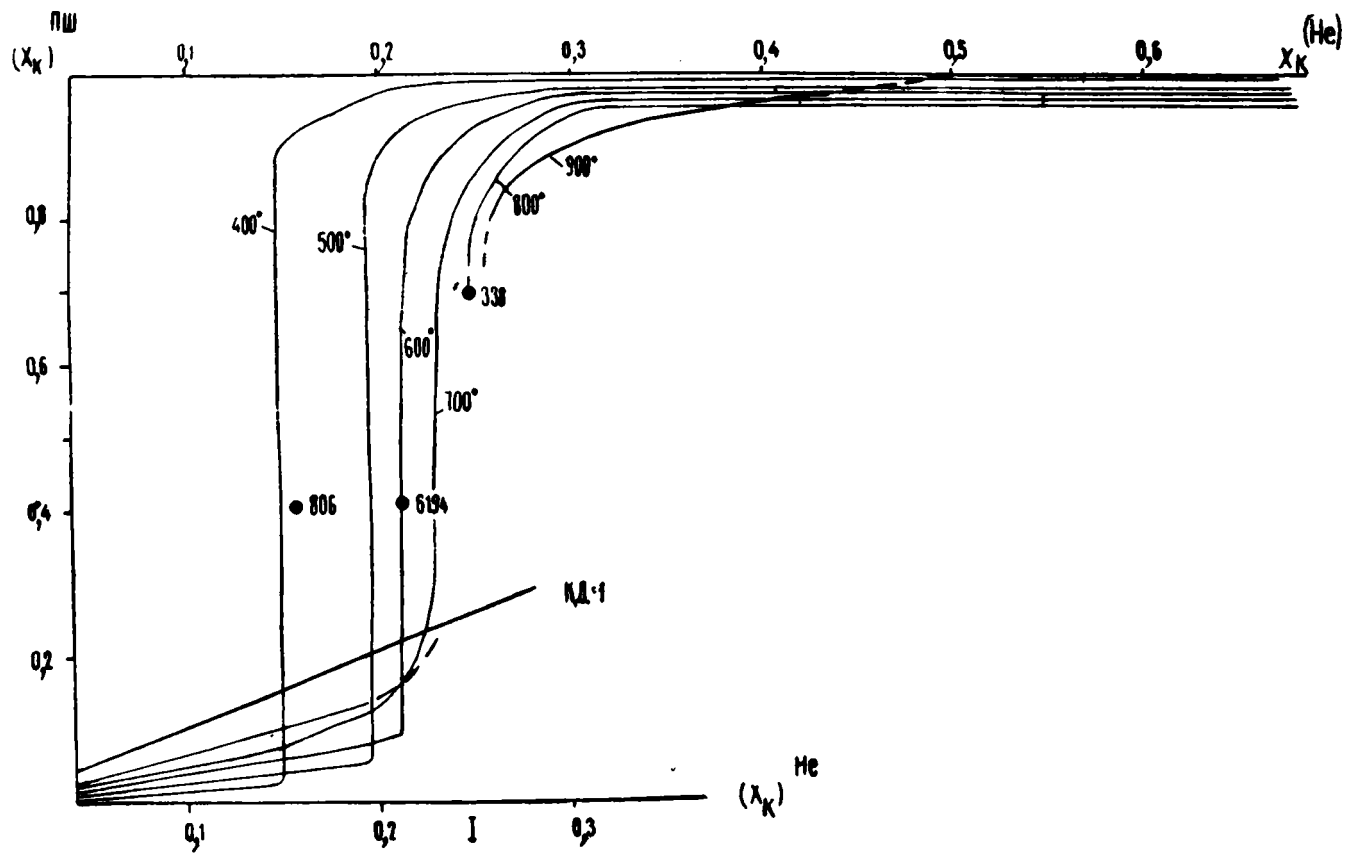


Рис. 66. Геотермическая диаграмма для парагенезиса нефелин — полевопшпат. $X_K = K : (K + Na)$, атомн. ед.

породах по некоторым константам, устанавливаемым в сопряженных парагенезисах нефелин — полевои шпат. Для этого он воспользовался результатами экспериментальных исследований, проведенных Деброне, а для полевои шпата — Н. М. Орвилем. В 1965 г. им построена геотермометрическая диаграмма с изотермами 500—700° и экстраполированными изотермами до 400 и 900°, позволяющая практически очень просто снимать температуры минералообразования по атомным отношениям $\frac{K}{K+Na}$ в калинатровом полевои шпате (X_K)^{п.ш.} и

нефелине (X_K)^{не}, взятым из химического анализа этих минералов (рис. 66). В 1967 г. им же предложена совмещенная диаграмма (рис. 67) для определения температур равновесного распределения натрия между нефелином и полевои шпатом. Она основана на диаграммах фазового соответствия для системы нефелин—щелочной полевои шпат и для системы альбит — анортит — ортоклаз с соответствующей экстраполяцией для температур 400, 900, 1000°. Нами сделана попытка определения температур кристаллизации парагенезиса нефелин—полевои шпат из есильских нефелиновых сиенитов путем корреляции данных, полученных по атомным отношениям $\frac{K}{K+Na}$, а

также по распределению натрия в указанном парагенезисе. Интерпретация диаграмм (рис. 66, 67) показывает, что интервалы температур кристаллизации для парагенезиса нефелин — полевои шпат почти выдерживаются в обоих случаях. Минимум вероятных температур равновесий достигнут для среднезернистых нефелиновых сиенитов в области 445—600° (усредненные результаты) и для святоноситов — около 800°.

Резюмируя результаты изучения температур образования щелочных пород Есильского массива, можно сделать следующие выводы.

1. Формирование салической составляющей нефелин-сиенитовых интрузий происходило при температурах 450—840°.

2. Четко выделяется высокотемпературная генерация калишпата при 810—840° для святоноситов, 600—710° — для нефелиновых сиенитов, находящихся в равновесии.

3. Парагенезис нефелин—полевои шпат выкристаллизовывается в интервале температур 530—800° в святоноситах и 500—600° — в псевдолейцитовых и эпилейцитовых сиенитах. Ниже температуры 500° выкристаллизовывается низкотемпературный нефелин. Следовательно, для образования святоноситов и малинцитов вполне вероятны температуры 530—840°, для нефелиновых сиенитов — 450—710°.

4. Пегматиты нефелин-сиенитового состава сформировались при температуре 400—700°.

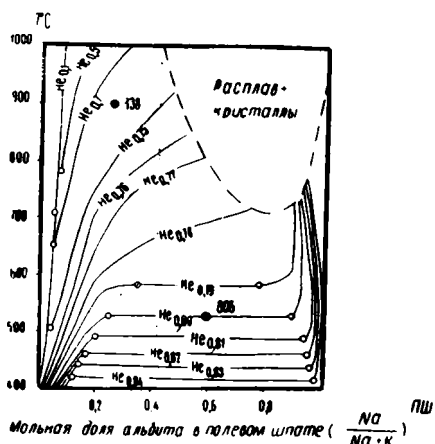


Рис. 67. Фрагмент диаграммы для системы нефелин — щелочной полевои шпат — плагиоклаз в диапазоне температур 400—1000° ($P=2000$ атм).

4. Пегматиты нефелин-сиенитового состава сформировались при температуре 400—700°.

5. Калишпаты либнеритовых сиенитов перекристаллизуются при температурах 350—480°. Температуры формирования либнеритов из либнеритовых сиенитов, полученные на основании экспериментальных исследований Г. Юнгстером и Х. Йодером (1965) мусковит-парагонитовой ассоциации, колеблются в пределах 300—500°. Температура либнеритизации по совокупности данных кристаллизации главных составляющих может лежать в интервале 300—400°.

6. Возникновение салической части щелочноземельного ряда наиболее вероятно при температурах 600—730°. Наблюдается падение температур в сторону более поздних дериватов щелочноземельной магмы.

Таким образом, совокупность данных о температурах образования салической части неоспоримо свидетельствует о том, что щелочные породы массива, исключая либнеритовые сиениты, возникли в результате раскристаллизации магматических расплавов. Общую тенденцию к понижению температуры от начальных к конечным дифференциатам как нефелин-сиенитовой, так и щелочноземельной магмы можно признать объективной. Однако вряд ли следует настаивать на абсолютной точности выведенных температур.

ГЛУБИНЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ИШИМСКОГО КОМПЛЕКСА

Щелочные и щелочноземельные интрузии комплекса размещены преимущественно в толще комагматичных эффузивов. Судя по максимальной амплитуде опускания вулканогенной толщи, глубина их формирования едва ли превышала 5 км. Очевидно, максимальная глубина характерна для пород первой интрузивной фазы (лейцитовые пироксениты, малиньиты, святоноситы), внедрявшихся по наиболее глубокому трещинам, заложеным в толще щелочных базальтоидов. При этом имеется в виду максимально возможная глубина, определяемая исходя из положения подошвы эффузивов. Отсюда максимальная температура образования святоноситов и малиньитов не превышала 850°, а это значит, что преобладало давление не выше 1,5—2 тыс. атм, что в условиях относительно спокойной обстановки соответствует глубине не более 5 км. Таким образом, максимальная глубина образования меланит-гастингситовых нефелиновых сиенитов в 5 км вполне допустима. Геологическое положение, наличие характерных признаков контаминации и ассимиляции (см. ниже) в такситовых, псевдо- и эпилейцитовых сиенитах, нефелиновых сиенитах позволяет предположить, что они сформировались в фонолитовой и трахит-фонолитовой толще, и, следовательно, глубина образования их не превышала 2,5 км (общая мощность фонолитовой и трахит-фонолитовой толщи около 3 км). Вероятная глубина пород щелочноземельного ряда, судя по близости геологического положения и строения их к нефелин-сиенитовым интрузиям, также не превышала 5 км. Если предположить, что условия кристаллизации пород щелочноземельного ряда, оканчивающегося щелочными гранитами, и условия кристаллизации гранитов близки, то для определения глубины образования этих пород можно воспользоваться экспериментальными данными О. Ф. Таттла и Н. Л. Боуэна (1960), полученными в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ для эвтектических гранитных остатков. Так как процессы эвтектической кристаллизации и в природных и в лабораторных условиях управляются одними и теми же законами, вполне можно пользоваться значениями основных параметров (P , t), полученными экспериментально. В таком случае при темпера-

турах образования щелочноземельных интрузий, не превышающих 730°, согласно данным О. Ф. Таттла и Н. Л. Боуэна, господствовали давления в 1000 атм, отвечающие глубинам не более 3,5—4 км. Таким образом, значения 2,5—5 км можно принять в качестве предполагаемой глубины формирования щелочных и щелочноземельных интрузий ишимского магматического комплекса.

ПУТИ ОБРАЗОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КАЗАХСТАНА

Возникновение магм, из которых затем формировались щелочные породы, слагающие сложный и наиболее полно изученный ишимский эффузивно-интрузивный комплекс, происходило вне пределов наблюдаемых сечений вулканоплутона, т. е. на глубине. Поведение глубокой магмы недоступно непосредственным наблюдениям, что заставляет обратиться к теоретическим представлениям и гипотезам. Судя по геологическим условиям залегания массива, особенностям его строения и состава пород, при формировании его решающую роль играли тектонические факторы, и исходная магма имела первично-базальтовый состав, соответствующий составу лейцитового базальта. Возникла такая магма, по-видимому, из магмы оливино-базальтового (трахибазальтового) состава в глубинном магматическом источнике. По мнению Ю. А. Билибина (1940, 1958), очаг подобной трахибазальтовой магмы образуется, вероятно, одновременно с образованием глубинных разломов. В таком высокотемпературном очаге происходит термодиффузия (молекулярная диффузия), обуславливающая диссоциацию сложных молекул на простые. Результатом такой диффузии является обогащение верхних слоев калием, который по мере поступления в периферическую зону взаимодействовал с плагиоклазом с образованием волластонита и лейцита. Причем первый тут же, реагируя с оливином, давал диопсид. Так, по мере обогащения периферической зоны магматического очага и уменьшения его температуры количество лейцита и диопсида все увеличивается, что приводит в конечном итоге к образованию магмы лейцитового базальта. Производными такой магмы и являются все породы ишимского магматического комплекса.

В глубинном очаге, постепенно перемещающемся в сторону поверхности и заполненном магмой лейцитового базальта, имеющей во взвешенном состоянии диопсид и лейцит, резко отличающиеся по удельному весу, начинается гравитационная дифференциация (Билибин, 1940; Полканов, 1954), приводящая к расслоению расплава с образованием верхнего слоя, обогащенного лейцитом, промежуточного и нижнего слоев, обогащенных пироксеном при подчиненном значении плагиоклаза. При извержении вулкана из очага поступали дифференциаты, отвечающие составам лейцитовых тефритов и авгитовых порфиритов. Ход гравитационной дифференциации существенно не изменялся в те непродолжительные периоды покоя, которые разделяли отдельные импульсы щелочнобазальтоидного вулкана, о чем свидетельствует ритмичное чередование трех указанных пачек пород. Во время длительного периода покоя, следовавшего после излияния щелочных базальтоидов, не исключается образование в более верхних слоях Земли промежуточных и периферических очагов.

Изменение состава магмы в процессе дифференциации при постепенном переходе от ранних щелочных базальтоидов (лейцитовые базальты, лейциты и др.) к лейцитовым фонолитам и трахитам подтверждается данными петрохимического изучения эффузивов (рис. 68) и физико-химическим анализом их на основе экспериментально изу-

ченной Ф. Шерером и Н. Л. Боуэном (1952) диаграммы состояния системы нефелин—кальсилит—кварц. Усредненные химические анализы щелочных эффузивов ишимского комплекса были пересчитаны на нормативный состав (приведенный к 100%) и нанесены на диаграмму Не—Кс—Кв (рис. 68). Из расположения фигуративных точек на диаграмме следует, что: 1) первоначальная магма, давшая щелочные эффузивы, была лейцитовая (все точки располагаются в поле кристаллизации лейцита); 2) эволюция расплава от щелочных базальтоидов к эпилейцитовым порфирам идет в сторону увеличения роли калия, несколько меньше — кремния и натрия. Дальнейшее увеличение роли калия и кремния сохраняется и при переходе от лейцитовых

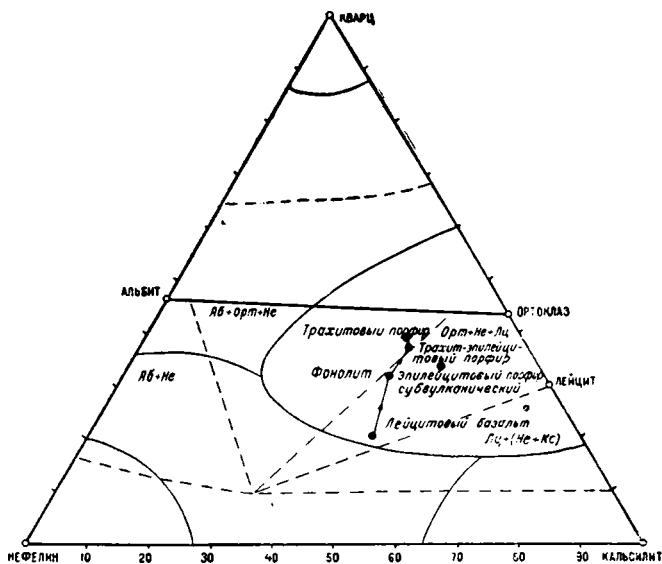


Рис. 68. Графическое изображение возможных путей кристаллизации щелочных эффузивов Есильского массива.

фонолитов к щелочным трахитам. Физико-химический анализ подтверждает намеченную последовательность образования щелочных эффузивов. Вулканическая деятельность каждого этапа заканчивается образованием субвулканических тел соответствующего состава. После образования субвулканических тел трахит-эпилейцитовых порфиров и относительно небольшого перерыва начинается внедрение щелочных (нефелин-сиенитовых) интрузий.

Ко времени внедрения щелочных интрузий в верхние слои земной коры начала подниматься магма из более центральных частей первичного магматического очага. В результате дифференциации и эффекта термодиффузии здесь накапливались ее составляющие, обладающие меньшими скоростями диффузии (глинозем и, в меньшей мере, кремнезем), и резко увеличивалась активность натрия. Содержание извести почти не изменилось. Состав магмы приблизился к составу нефелинового сиенита. Магматический расплав, поднимаясь по наиболее глубоким кольцевым разломам в толще щелочных базальтоидов к месту образования лейцитовых пироксенитов и святоноситов, в значительной мере ассимилирует вмещающие породы, обогащаясь железом, кальцием, магнием.

Детальные геологические наблюдения, а также наличие характерных признаков ассимиляции и контаминации подтверждают наши предположения об образовании этих пород. К этим признакам относятся: а) присутствие многочисленных ксенолитов лейцититов, а также лейцитовых фонолитов размером до нескольких сот метров (400×200 м), особенно в приконтактных частях; б) присутствие диопсида и диопсид-авгита, а также шлировых выделений, обогатленных темноцветными минералами, и развитие пятнистой текстуры; в) быстрая смена лейкократовых и меланократовых участков пород; г) резкая смена зернистости и количественно-минералогического состава пород; д) наличие меланита и сфена.

Следовательно, породы первой и второй фаз являются гибридными и возникли за счет интенсивного усвоения как вмещающих щелочных базальтоидов, так и эпилейцитовых порфиров, причем ассимиляция начиналась на пути подъема магмы и получила максимальное развитие на месте залегания пироксенитов и святоноситов.

Исключительно характерна грубая и тонкая полосчатость пород, свидетельствующая о кристаллизации магматического расплава в процессе движения. Вероятно, первые порции расплава образуют пироксен-гастингситовые разности, затем по мере углубления гибридизации и обогащения расплава кальцием, магнием, железом формируются меланит-гастингситовые, гастингситовые, гастингсит-меланитовые, меланитовые разности сиенитов с небольшими содержаниями нефелина. Характерно, что все разновидности пород имеют трахитоидное сложение, обусловленное тем, что ранние минералы (калишпат и роговая обманка) получили ориентировку в результате внедрения кашеобразной массы расплава в трещинные полости близширотного простиранья. Нефелин, выделяясь последним, образует резко ксеноморфные зерна в промежутках между другими минералами.

К началу внедрения пород второй интрузивной фазы магма достигла кольцевых трещин второго и третьего порядков, заложенных в фонолитовой и трахит-фонолитовой толще. Значительно изменившаяся термодинамическая обстановка в сторону уменьшения температуры и давления, а также накопление в очаге летучих элементов создали условия для образования нефелина, биотита, калишпата, граната, эгирина, содалита, возможно, флюорита. В результате глубинной ассимиляции и контаминации вмещающих пород эпилейцитового и трахит-эпилейцитового состава магма, обогатившись калием, способствовала образованию полосчатых, пятнистых неравномерно-зернистых (с многочисленными ксенолитами и шлирами вмещающих пород) нефелиновых такситовых сиенитов, а затем псевдо- и эпилейцитовых сиенитов, часто чередующихся. Контакты между ними довольно резкие, но не интрузивные.

Вслед за породами второй интрузивной фазы по внутренним разломам внедрялись породы третьей интрузивной фазы — среднезернистые нефелиновые сиениты с гастингситом и эгирином — и затем крупнозернистые пегматоидные нефелиновые сиениты, представляющие собой конечные продукты магматической дифференциации. По сравнению с конечными продуктами вулканической деятельности эти породы отличаются пониженным содержанием калия, извести, магния и усилением активности натрия. Необходимо отметить, что внедрение каждой интрузивной фазы заканчивалось образованием своей жильной фации: 1 — среднезернистые святоноситы; 2 — псевдолейцитовые порфиры; 3 — пегматитовые жилы, сиенит-аплиты, нефелиновые сиениты с эгирином, нефелиновые сиенит-порфиры. Это важная

деталь, доказывающая, что внедрение той или иной интрузивной фазы было отдельным, самостоятельным актом.

Рассмотренная схема кристаллизации нефелиновых пород ишимского комплекса, а также состав первоначальной магмы питающего очага могут быть подтверждены физико-химическими данными эволюции состава салической составляющей нефелин-сиенитовой магмы в процессе становления комплекса. Физико-химическая интерпретация основана прежде всего на опытах Н. Л. Боуэна (Bowen, 1956), прошедшего в результате своих экспериментов к следующим выводам.

1. Магмы фойяитов, нефелиновых сиенитов и сиенитов являются конечными продуктами кристаллизационной дифференциации единой магмы.

2. Возникновение щелочных магм может происходить вследствие альтернативной кристаллизационной дифференциации.

3. Фигуративные точки салической части нормативного минералогического состава остаточных жидкостей, образовавшихся в процессе фракционной дифференциации, всегда располагаются в трогообразном углублении диаграммы гетерогенного равновесия системы $\text{NaAlSiO}_4\text{—KAlSiO}_4\text{—SiO}_2$ (Bowen, 1956).

А. А. Полканов (1944) показал, что салическая часть нефелиновых сиенитов (фойяитов) может кристаллизоваться из остаточных жидкостей одинакового состава, но возникших в процессе эволюции жидкостей (магм) различного состава. На диаграмме гетерогенного равновесия системы $\text{NaAlSiO}_4\text{—KAlSiO}_4\text{—SiO}_2$ намечаются три поля таких возможных жидкостей-магм: 1) существенно сиенитовых, нефелин-сиенитовых (существенно натриевых); 2) существенно нефелин-ийолит-уртитовых (натриево-калиевых); 3) существенно лейцит-ортоклазовых (существенно калиевых).

В. С. Соболев (1956), В. А. Николаев и В. В. Доливо-Добровольский (1961) дополнили диаграмму фазового равновесия системы Ne—Kc—Kb , разделив ее на области равновесного сосуществования нескольких твердых фаз. В. С. Соболев (1956) построил такую парагенетическую диаграмму равновесия твердых фаз при температуре порядка 1000° . В. А. Николаев и В. В. Доливо-Добровольский предложили диаграмму для фазовых ассоциаций при сравнительно низких температурах, при которых калиевый и натриевый полевые шпаты почти не смешиваются. Очевидно, фазовые ассоциации этой диаграммы в известной степени соответствуют фазовым ассоциациям исследуемых пород, образовавшихся при температурах ниже 1000° .

При нанесении на диаграмму количественных содержаний нормативных салических компонентов $\text{Oрт} + \text{Не} + \text{Аб}$ и Лц , приведенных к 100% (рис. 69), они почти все, за исключением низкотемпературных нефелиновых, попадают в поле кристаллизации лейцита (третье поле, по А. А. Полканову), что свидетельствует о первоначальном лейцит-ортоклазовом (существенно калиевом) составе расплава, участвующего в образовании всех пород Есиля, в отличие от существенно натриево-калиевого, образующего породы Ловозерского массива. Состав исходного расплава для всех нефелин-сиенитовых интрузий был, очевидно, близок к воображаемой точке пересечения эволюционных линий псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов.

Как видно из диаграммы (рис. 69), состав магмы в ходе ее эволюции на глубине изменялся скачкообразно, так как между отдельными фазами существовали перерывы, что подтверждается следующими наблюдениями: а) каждой интрузивной фазе присущи своя жильная фация и свои пегматиты; б) в каждой интрузивной фазе развиваются свои специфические текстуры, отражающие физические

условия, при которых они образовались. Изучение диаграммы (рис. 47) указывает также на то, что все фигуративные точки пироксен-гастингситовых сиенитов и святоноситов ложатся довольно далеко от тройной эвтектики Аб—Орт—Не и располагаются на значительном расстоянии друг от друга. Возможно, это происходит вследствие контаминации расплавов щелочных базальтоидов различного состава. Когда окружающие породы отвечают только составу лейцитовых базальтов, расплав обогащается K_2O и обедняется Na_2O , в результате образуются нефелинсодержащие сиениты. За счет сугубо авгитовых порфиритов расплав пополняется Na_2O и обедняется K_2O , что приводит

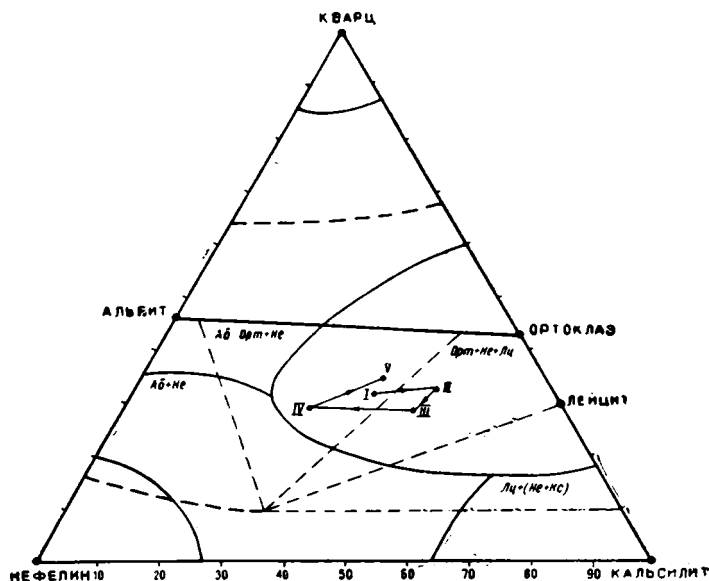


Рис. 69. Диаграмма эволюции нефелиновых пород Есальского массива (составлена по соотношению нормативных компонентов минералов горных пород). I — святоноситы; II — такситовые нефелиновые сиениты; III — псевдо- и эпилейцитовые сиениты; IV — среднезернистые нефелиновые сиениты; V — крупнозернистые нефелиновые сиениты.

к образованию нефелиновых меланократовых сиенитов. Так как толща щелочных базальтоидов состоит из чередующихся между собой разновидностей, то, следовательно, гибридизированные сиениты также располагаются полосами. На протяжении всего периода кристаллизации отмеченных пород характерен устойчивый парагенезис Аб—Орт—Не при ведущей роли ортоклаза. Некоторое количество лейцита, формирующегося в породах первой твердой фазы и расположенного близко к группе, разделяющей парагенетические треугольники Аб+Орт+Не и Орт+Не+Лц, реагирует тут же с оставшимся расплавом с образованием ортоклаза.

Выделение ортоклаза как главной твердой фазы объясняется тем, что исходный расплав, участвующий в образовании нефелиновых и нефелинсодержащих сиенитов, был существенно калиевым. Чрезвычайно активный калий в первые стадии кристаллизации пород связывал соответствующие количества глинозема и кремнезема в полевошпатовую молекулу. Активность натрия наступила значительно позже, когда большая часть калия ушла на образование полевого шпата. К этому времени основная часть кремнезема в расплаве уже была ис-

черпана и вместо альбита натрия начал входить в недосыщенный кремнеземом фельдшпатойд — нефелин.

Диаграмма (рис. 48), составленная для такситовых и псевдолейцитовых сиенитов Есильского массива, показывает, что эволюция расплава, давшего эти породы, идет в сторону значительного увеличения содержания K_2O , незначительного повышения SiO_2 и уменьшения Na_2O . Смещение точек в правую половину поля свидетельствует о том, что первоначальный парагенезис калиевых минералов $Ab + Ort + Ne$ постепенно сменяется парагенезисом $Ort + Ne + Lц$ и в конечных дифференциатах — $Ort + Lц$, что явилось, очевидно, результатом отмеченной выше ассимиляции расплавом нефелин-сиенитового состава пород фonoлитового и трахит-фonoлитового состава.

Вопрос об образовании псевдолейцита по лейциту в породах ишимского комплекса бесспорен и не может дискутироваться. Нами показано, что псевдолейцит образуется в результате распада кристаллов лейцита в магматическом процессе. Подтверждением этого может служить такой факт. Псевдолейциты, входящие в состав исследуемых пород, имеют исключительно ортоклаз-нефелиновый состав. Строение их аллотриоморфно-зернистое, причем в центральных частях размер зерен увеличивается. Изредка наблюдаются дактилоскопические прорастания ортоклаза и нефелина. Ортоклаз основной массы интенсивно разъедает ортоклаз и нефелин псевдолейцитов, а иногда в основной массе наблюдаются остатки псевдолейцита. Все это свидетельствует о том, что распад лейцита произошел до образования основной массы.

Из диаграммы (рис. 49), построенной для нефелиновых сиенитов, видно, что при незначительном рассеянии фигуративных точек наблюдается постепенное перемещение их в сторону поля кристаллизации нефелина. Исходный расплав, из которого обособились нефелиновые сиениты, характеризуется преобладанием калия над натрием. Однако в процессе образования нефелиновых сиенитов эволюция расплава идет закономерно в сторону увеличения содержания Na_2O при понижении содержания SiO_2 и K_2O . Состав калиевой части на первой стадии кристаллизации пород соответствовал, очевидно, парагенетической ассоциации полевой шпата ($Ort + Ab$) — нефелин. Здесь возможно выделение и небольшого количества лейцита. Калиевый характер раствора способствовал кристаллизации в виде твердой фазы калишпата, но непрерывно обогащался альбитовым компонентом. При понижении температуры раствора до 660° начинается распад твердого раствора калишпата и альбитовая составляющая выпадает в виде пертитов распада. Активизация натрия, наступившая, очевидно, при температуре около 600° , когда расплав уже был недосыщен кремнеземом, способствует выделению нефелина в парагенетической ассоциации с калишпатом. Заканчивается кристаллизация, вероятно, образованием эвтектики нефелин — полевой шпат.

Накопление в очаге летучих компонентов обусловило присутствие в составе нефелиновых сиенитов повышенного количества содалита, флюорита и других минералов. На последних этапах кристаллизации среднезернистых нефелиновых сиенитов, вероятно, связь очага нефелин-сиенитовой магмы с первичным питающим очагом прекратилась. Остаточный расплав, обогатившийся калием после формирования среднезернистых нефелиновых сиенитов, участвовал в образовании нефелиновых сиенитов с высокоупорядоченным калиевым полевым шпатом, содержащим небольшое количество альбита, и с нефелином, обогащенным кальсилитом. Такой ход эволюции нефелин-сиенитовой магмы объясняет положение пегматоидных нефелиновых сиенитов в

поле существенно калиевых пород. Приведенный физико-химический анализ указывает лишь на принципиальную возможность возникновения всех наблюдающихся разновидностей щелочных пород ишимского магматического комплекса при дифференциации лейцит-базальтового расплава в глубинном магматическом очаге. В действительности процесс формирования несравнимо более сложный. Отметим, что диаграмма состояния нефелин — кальсилит — кварц не учитывает меланократовой составляющей пород.

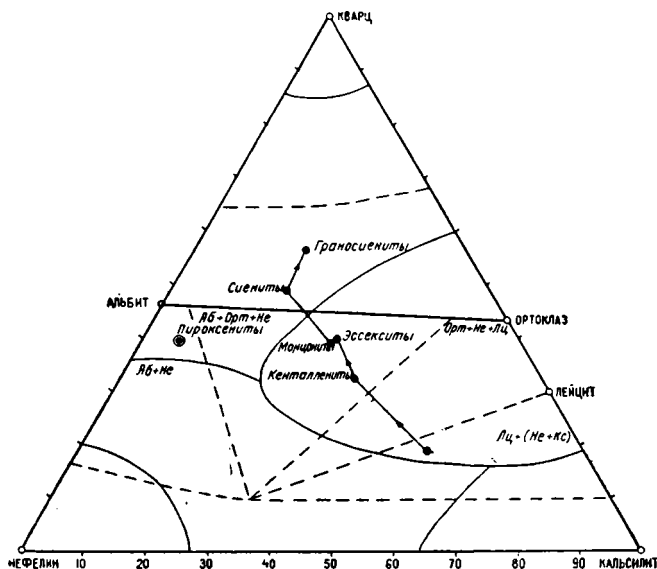


Рис. 70. Диаграмма эволюции щелочноземельных пород Есильского массива (составлена по соотношению нормативных компонентов минералов горных пород).

Замыкающими, наиболее молодыми образованиями интрузий щелочного ряда явились лампрофировые дайки минетта-вогезитовой группы, пересекающие все щелочные породы. Они по своему химизму приближаются к составу лейцитового базальта и подтверждают наш вывод о единой магме, производной всех щелочных пород, — магме лейцитового базальта.

Магматический расплав щелочноземельных пород четвертой фазы отличался повышенным содержанием кремнезема, пониженным — глинозема и соответствовал скорее всего составу монцонита (рис. 70). Породы щелочноземельного ряда не дают постепенных переходов к породам щелочного ряда. Расположены они в пространстве без определенной закономерности по отношению к ним и не содержат сколько-нибудь значительных ксенолитов их. Это говорит о том, что породы щелочноземельного ряда возникли не путем ассимиляции и контаминации при внедрении сиенитовых расплавов, а явились производными своеобразной эссекситовой (монцонитовой) магмы глубинного происхождения, возникшей при проникновении магмы состава лейцитового базальта в пределы гранитного слоя земной коры. Формированию пород щелочноземельного ряда (четвертая фаза) предшествовал перерыв, во время которого в ишимском комплексе отмечались наибольшие тектонические подвижки с образованием глубоких конических трещин. При дифференциации эссекситового расплава возникли ще-

лочноземельные породы, представленные следующими рядами: кенталленит — эссексит — монзонит — биотитовый сиенит — щелочной сиенит — щелочной гранит.

* * *

Значительная часть горных пород исследованных щелочных комплексов Казахстана, несомненно, имеет первичную магматическую природу. Это подтверждается данными детального геолого-петрографического исследования их — нахождением на площади многих массивов эффузивных, субвулканических, плутонических и жильных фаций, установлением четких интрузивных контактов и пересечением ранних фаз более поздними, сложностью петрографического и минералогического состава, а также наличием первичных структур течения (трахитоидность, флюидалность и др.).

На генезис щелочных интрузий альгипербазитовой формации вообще существует два взгляда. Одни исследователи считают, что родоначальной является щелочноземельная базальтовая магма, способная в особых условиях дать щелочные дифференциаты вплоть до образования нефелин-сиенитовых и мельтейгит-ийолитовых расплавов (Бородин, 1963; Бутакова и Егоров, 1960; Гольдбурт, 1959; Меньяйлов, 1962; Моор, 1957 и др.). Другие связывают происхождение альгипербазитовых магм с процессами плавления вещества верхней мантии Земли, отвечающей составу эклогита или перидотита (Кухаренко, 1962; Соболев, 1960; Sacther, 1957; King, 1960 и др.). На основании анализа геолого-петрографического исследования щелочных интрузий красномайского, жанаталапского и других комплексов альгипербазитовой формации Казахстана автор приходит к выводу об образовании родоначальной магмы за счет плавления перидотитовой оболочки Земли. Это положение подтверждается особенностями петрогеохимического состава изученных комплексов, позволяющими уверенно относить их к производным перидотитовой магмы. Близость описываемых пород к «кимберлитовой субформации» (термин Ю. М. Шейнмана) Восточной Сибири (маймечка-котуйский комплекс и др.), Африки (Трансвааль, Танганьика), Америки (Арканзас) и других пунктов земли дает основание считать их генетически родственными.

Вблизи некоторых щелочных массивов альгипербазитовой формации Казахстана (Красный Май, районы гор Улутау, Кокшетау, Жаксы-Жалгизтау и др.) формируются пироповые серпентиниты, оливиниты, пикрито-базальты, пикриты и даже кимберлитоподобные породы, глубинное происхождение которых за счет плавления перидотитов, по-видимому, не должно вызывать особого возражения. В Кокшетауской глыбе, где расположены породы альгипербазитовой формации, по данным геолого-геофизических исследований (Бекжанов, Андреев и др., 1969) поверхность Мохоровичича прослеживается до глубины 52—53 км. Глубина зарождения щелочно-ультраосновной магмы нами принимается 53—60 км, что соответствует верхней мантии.

Исходная магма для всех щелочных комплексов альбазитовой формации Казахстана, вероятнее всего, образуется в очагах, локализовавшихся ниже гранитного слоя (в базальтовой оболочке или скорее всего тоже в верхней мантии) в зоне глубоких разломов. Зародившийся во время активизации глубинный разлом явился подходящей структурой для поступления из верхней мантии расплавов оливин-базальтового (трахибазальтового) состава повышенной щелочности. В процессе магматической дифференциации (термодиффузия, гравитация и др.) из трахибазальтовой магмы обособилась магма лейцитового базальта, являвшаяся родоначальной для вулканоплутони-

ческиж пород ишимского (равно и аксу-бадамского, конькурсуйского и др.) магматического комплекса. Состав исходной магмы и характер ее эволюции при формировании Есильского вулканоплутона на глубине около 5 км по геолого-геофизическим данным подтверждается физико-химическими исследованиями главных породообразующих (нефелин, полевой шпат, лейцит) минералов щелочного комплекса. Температуры кристаллизации нефелин-полевошпатовых минералов ишимского комплекса, установленные с помощью диаграммы «состав — условия формирования» (Шерер и Боуэн, 1935; Боуэн, 1952; Гамильтон, Маккензи, 1963) составляют для полевых шпатов 600—840°C, а для нефелинов — 500—540°C. Максимальная температура кристаллизации нефелиновых сиенитов комплекса, полученная путем использования нефелин-полевошпатового термометра Л. Л. Перчука, равна 710—840°. По геофизическим (ГСЗ, ГСП) исследованиям глубина кровли «базальтового слоя» на территории Казахстана колеблется от 10—13 до 25—30 км, причем максимальные погружения (25—30 км) отмечаются на западе (Мугоджары, Приуралье) и минимальные (10—13 км) — на востоке (Чингиз-Тарбагатай, северо-восток Центрального Казахстана). Нами принимается уровень первоначального зарождения щелочнобазальтовой магмы где-то в верхней мантии, на глубине, вероятно, не менее 50—55 км, но при этом не исключается существование промежуточных и периферийных очагов, глубина которых может варьировать от 50 до 5 км от поверхности Земли.

В процессе формирования щелочных вулканических, субвулканических и плутонических пород для ишимского магматического комплекса, являющегося типичным представителем альбазитовой формации Казахстана, дифференциация магмы происходила в направлении лейцитовый базальт — лейцитовый фонолит — лейцитовый трахит в эффузивной ветви; лейцитовый пироксенит — малиньит — святоносит — лейцитовый сиенит — нефелиновый сиенит, с одной стороны, кенталленит — эссексит — монцонит — сиенит — щелочной гранит — с другой в интрузивных сериях, т. е. со значительным увеличением щелочности к концу дифференциации. Вместе с тем следует отметить, что в эффузивных фациях комплекса роль калия заметно выше, чем в интрузивах, где возрастает активность натрия.

Нефелиновые и щелочные сиениты альгранитовой формации Казахстана характеризуются несколько иными условиями образования, чем альбазитовые. Родоначальная щелочная магма альгранитовой формации, по-видимому, рождается в очагах, локализованных выше поверхности Конрада, в зоне глубинного разлома. Для образования щелочных и нефелиновых пород альгранитовой формации Казахстана можно наметить следующие вероятные пути возникновения щелочных расплавов: 1. В результате взаимодействия (гибридизма) ювенильных щелочных расплавов (мантийных или базальтовых) и флюидов с гранит-липаритовыми и другими породами сиалической коры. 2. В результате десиликации, обусловленной выносом избыточного кремнезема при подъеме магмы, возможно, с некоторым участием глубинной ассимиляции или без нее. 3. Образование щелочных пород могло произойти при дифференциации исходной известково-щелочной гранитной магмы под воздействием на них флюидов, богатых щелочными и летучими компонентами, на поздних этапах магматической эволюции.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ, СВЯЗАННЫЕ
СО ЩЕЛОЧНЫМИ ФОРМАЦИЯМИ КАЗАХСТАНА

Щелочные магматические формации — интересные и чрезвычайно редко встречающиеся типы горных пород. Они издавна привлекали к себе внимание не только петрологов, но и специалистов-практиков. Такой исключительный интерес к ним объясняется тем, что с породами этих комплексов нередко генетически и парагенетически связаны крупные промышленные месторождения нефелина, полевых шпатов, апатита, вермикулита, флогопита, железа, карбонатитов с тантало-ниобатами и цирконом, элементов редких земель и многих других полезных ископаемых. В этом отношении Казахстан с его громадной территорией представляет собой необыкновенно перспективную геологическую провинцию с довольно широким развитием палеозойских, реже мезозойских магматических комплексов — от щелочных альгипербазитовых через альбазитовые до альгранитовых формаций — с характерным набором рудных и нерудных полезных ископаемых. Прежде всего породы этих формаций в республике заключают в себе громадные запасы нефелиновых, полевошпатовых, вермикулитовых, апатитовых, медно-железистых и других видов руд и могут рассматриваться не только как алюминиевое, медно-железорудное, редкометальное, цементное и химическое, но и как строительное и стекольно-керамическое сырье.

Таблица 30

Площади развития нефелиновых и лейцитовых пород Казахстана

Область	Массив	Площадь массива, км ²	Главный тип нефелино-лейцитовых руд	Сопутствующие полезные ископаемые
1	2	3	4	5
Актюбинская	Косистекский	60	Щелочные и нефелиновые сиениты (либнеритовые сиениты)	Полевые шпаты, вермикулит, либнерит, первичные коры выветривания, апатит
	Карасорский	6,0	То же	Полевые шпаты, редкие минералы: пироксид, колумбит, циркон и др.
Кокшетауская	Борсыксайский	6,0	»	То же
	Красномайский, Барчинский и др.	~10	»	Полевые шпаты, вермикулит, либнерит, апатит и карбонатиты с редкими землями

1	2	3	4	5
Тургайская	Есильский	~150	Лейцитовые фонолиты, нефелиновые и либнеритовые сиениты	Полевые шпаты, вермикулит, либнерит (гидрослюда), первичные коры выветривания
Тургайская	Шинсайский, Шолаксандыкский, Талдысайский и другие плутоны	~100	Щелочные и нефелиновые сиениты (?)	Флогопит, вермикулит, железо-титановые минералы, апатит и редкие земли
Карагандинская	Карсакпайский	16	То же	Либнерит, циркон и редкие земли, активные минеральные добавки
Павлодарская	Каратальский	1,3	Нефелиновые и либнеритовые сиениты	Циркон, пироклор, колумбит и др.
Семипалатинская	Абаевский	4,5	То же	То же, вермикулит, первичные каолиновые глины и бокситы (?)
Чимкентская	Ирису, Машат, Бадам	~100	Фонолиты, нефелиновые и фергуситовые сиениты	Активные добавки, вермикулит, апатит, железо, медь и редкие металлы

На территории республики щелочные породы составляют около 2% площади, занимаемой всеми магматическими образованиями. На сегодняшний день выходы щелочных пород установлены более чем в 200 пунктах, а скопления нефелин-лейцитовых руд среди них выявлены почти на 20 участках. Промышленные геологические запасы этих пород определены лишь в 10 месторождениях (табл. 30).

Ниже приводится краткое описание нефелиновых месторождений Казахстана, а затем месторождений других полезных ископаемых, генетически или пространственно связанных со щелочными породами.

Глава VIII

НЕФЕЛИНОВЫЕ И НЕФЕЛИН-ЛЕЙЦИТОВЫЕ ПОРОДЫ КАЗАХСТАНА — ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТОЕ СЫРЬЕ

«Надо привлечь широкое внимание наших научно-исследовательских учреждений, надо ускорить и углубить исследования, надо отложить менее важные и менее острые практические проблемы, выдвинув нефелины как ударную проблему сегодняшнего дня!»

А. Е. Ферсман.

На сегодняшний день в Казахстане нами исследованы следующие месторождения нефелиновых руд: Есильское, Карсакпайское, Барчинское, Красномайское, Ирисуйское, Бадамское, Косистекское, Карасорское, Борсыксайское, Каратальское, Абаевское, Аксуатское и др. Из них наиболее крупным по запасам и качеству руды, а также наиболее удобным для промышленной эксплуатации является Есильское месторождение.

Есильский массив нефелиновых руд расположен в Приишимье, вблизи железной дороги Есиль — Аркалык. В радиусе 50—100 км от него находятся месторождения энергетических углей Кушмурун-Убаганского бассейна. Общие балансовые запасы энергетических углей этого бассейна, обладающего исключительно благоприятными экономическими и горнотехническими условиями, оцениваются в 40—50 млрд. т. Кроме того, месторождение нефелиновых руд находится в сфере влияния (150—350 км) действующих мощных горнодобывающих предприятий (Аркалыкский бокситовый рудник и Кустанайский промышленный узел), что, несомненно, также улучшает его экономическую оценку. Горнотехнические условия Есильского месторождения позволяют вести добычу здесь открытым способом, следовательно, нефелиновое сырье обойдется государству во много раз дешевле, чем бокситы Тургая, что, естественно, повлечет за собой снижение себестоимости глинозема, щелочных металлов (K, Na, Rb, Cs и др.), химических продуктов, полевошпатового сырья, редких элементов и т. д.

Общая площадь щелочного массива около 150 км². По содержанию основных окислов (Al₂O₃, R₂O, SiO₂) плутонические и вулканические эквиваленты месторождения почти не различаются между собой. Таким образом, на огромной площади нефелинового месторождения в любое время можно выбрать небольшой участок (скажем, в 0,5 или 1 км²) для предварительной или детальной разведки с целью последующего промышленного его освоения. В первую очередь, на наш взгляд, необходимо разведать участок Таскудук с высококачественной рудой, в которой среднее содержание глинозема составляет 27%. Во вторую очередь могут быть разведаны участки Северный и Ацилысай с рудой второго сорта, т. е. с содержанием Al₂O₃ от 22,5 до 25% при среднем значении 23,5%. Эти руды по качеству почти аналогичны тералито-сиенитам Горячегорского месторождения. Затем следует детально изучить руды «третьего сорта», т. е. со средним содержанием глинозема 21,3%, составляющие почти 1/3 площади щелочных алюмосиликатных пород месторождения. По содержанию основных компонентов (SiO₂, Al₂O₃; K₂O+Na₂O) эти руды вполне соответствуют такому же Тежсарского месторождения Армении, Октябрьского Украины, Сандыкского Киргизии и месторождения Турпи Таджикистана, где они уже давно геологически разведаны и находятся в стадии либо промышленной разведки, либо промышленного освоения.

Технологические испытания нефелиновых руд Есильского месторождения проводились в следующих направлениях: 1) самостоятельная переработка нефелиновых и лейцитовых руд гидрохимическим (щелочным) способом (Пономарев и др., 1962; Нурлыбаев, 1964; Романов, Осипова, Нурлыбаев, 1964); 2) совместная переработка тургайских бокситов с нефелиновыми породами Центрального Казахстана (Есильский и Каратальский массивы; Пономарев и др., 1962); 3) переработка нефелиновых руд месторождения методом спекания, без предварительного обогащения (Мальцев, Ходак, 1963); 4) применение углетермического способа для получения алюмокремниевых сплавов, щелочных металлов (Na, K) и других продуктов (Ходак, Мальцев, 1963). Результаты этих исследований показали, что пять главных разновидностей высокоглиноземистых щелочных пород — нефелиновые, псевдолейцитовые, меланит-гастингситовые нефелиновые и эпинефелиновые (либнеритовые) сиениты, а также эпилейцитовые порфиры — являются высококачественной рудой, поддающейся переработке все-

ми указанными технологическими методами с целью извлечения глинозема, щелочей и других продуктов.

Другая важная особенность нефелиновых руд этого месторождения, очень ценная для условий Казахстана в целом и Павлодарского алюминиевого завода в частности, это то, что наряду с самостоятельной переработкой они могут быть использованы как добавки при переработке тургайских бокситов по комбинированному способу Байер + гидрохимия.

Совместная переработка есильских нефелиновых пород с тургайскими или другими бокситами сулит народному хозяйству большие технико-экономические выгоды: во-первых, исключается использование дорогостоящих и дефицитных содопродуктов (за счет щелочей в нефелиновой руде); во-вторых, в раствор извлекается глинозем из самих же нефелиновых руд и, в-третьих, доизвлекается часть окиси алюминия из красного шлама (до 90%), до сих пор считавшегося отходом производства.

Как известно, алюминиевые заводы страны, работающие на бокситовой руде, на каждую тонну получаемого продукта в отвалы выбрасывают от 2 до 4,5 т отходов — красных шламов, которые до сих пор нигде не использовались. Применение комбинированной переработки бокситов и нефелиновых руд положительно решает проблему красных шламов. Сравнительные технико-экономические расчеты показывают, что себестоимость 1 т глинозема при совместной переработке бокситов Амангельдинского месторождения с нефелиновыми рудами Прииртышья методом Байер + гидрохимия составляет примерно 47 руб., а без добавки нефелинового сырья — 53 руб. (Пономарев, Монич, Нурлыбаев и др., 1962; Нурлыбаев, 1964). Кроме того, необходимо подчеркнуть, что одновременно с глиноземом народное хозяйство получит дефицитные содопродукты, себестоимость которых будет значительно ниже, чем на лучших содовых заводах страны, а также цемент, который будет почти в два раза дешевле, чем на запроектированных крупных предприятиях цементной промышленности.

Большое будущее принадлежит электротермическому способу переработки нефелиновых пород с целью получения алюмокремниевых сплавов и щелочей. Карагандинский химико-металлургический институт на примере наших проб показал в лабораторном масштабе принципиальную возможность переработки есильской нефелиновой руды углетермическим методом на алюмокремниевые сплавы и содопоташную смесь. Естественно, что полученных данных еще недостаточно для решения вопроса о промышленном использовании нефелиновых руд при производстве алюминия и щелочей данным способом. Но сам факт возможности углетермического передела нефелиновых пород представляет большой теоретический и практический интерес. Поэтому в ближайшее время следует провести комплекс технологических исследований по использованию углетермического метода, всесторонне учитывающий технико-экономические факторы электротермического передела щелочных алюмосиликатных пород, а также один-два опыта в крупнолабораторном масштабе для промышленной его оценки.

В последнее время особое внимание уделяется использованию других источников алюминиевого сырья — доменных шлаков от выплавки железных руд Лисаковского и Аятского месторождений Большого Тургая. Железные руды этих месторождений являются комплексным сырьем, содержащим наряду со значительным количеством окислов железа также ванадий, фосфор и глинозем. При обогащении железных руд подавляющая масса глинозема остается в концентрате,

а доменные шлаки после выплавки железа содержат от 25 до 40% окиси алюминия. Запасы не только железа, но и алюминия в Лисаковских и Аятских месторождениях исключительно велики. Для компенсации потерь щелочи и увеличения содержания глинозема в алюминатном растворе небольшие добавки нефелиновых руд целесообразно вводить при гидрохимической переработке этих доменных шлаков (Пономарев, Гольдман и др., 1965).

КАРСАКПАЙСКИЙ МАССИВ ЩЕЛОЧНЫХ И НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

Карсакпайский массив нефелиновых и щелочных пород расположен к северо-западу от Карсакпайского медеплавильного завода и недалеко от Джебказганского горно-металлургического комбината и Сарысайского месторождения алюмофосфатов. По содержанию глинозема (18—23%) и сумме щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0—12\%$) карсакпайские сиениты очень близки к есильским, каратальским и абаевским. Их можно использовать в качестве стекольно-керамического и агрономического сырья. В алюминиевой промышленности эти руды рекомендуются нами для совместной переработки с алюмофосфатами Сарысайского месторождения или с бокситами Актасского месторождения, что может дать государству большой экономический эффект: во-первых, можно получать глинозем и щелочи, во-вторых, калийфосфорные агроруды, цемент и стекольно-керамические материалы, причем алюминий в этом случае будет в несколько раз дешевле, чем получаемый из бокситовых руд. Более того, буквально рядом с этим массивом находится Актасское месторождение глинистых бокситов, геолого-экономическое положение которых еще не совсем выяснено. В радиусе 20 км от изученного массива расположены крупные месторождения витрофинов (ортофиры, трахилипариты, комендиты), а также кварцевые жилы (и тела), пригодные для производства камнелитейных изделий, в первую очередь петроситаллов и шлакоситаллов (совместно со шлаками медного завода). Причем трахиты и ортофиры по составу существенно калиевые (K_2O до 10—12%), что выдвигает перед нами задачу организации стекольно-керамического и агрохимического комплекса и т. д. и т. п.

Следовательно, как нефелиновые сиениты (и щелочные трахиты-витрофиры), так и алюмофосфаты и бокситы Карсакпайского района в комплексе представляют собой чрезвычайно интересную проблему, требующую целенаправленного изучения их с точки зрения технологии, экономики, геологии, петрологии и геохимии. Площадь массива около 16 км². Свыше $\frac{2}{3}$ ее сложено щелочными гастингситовыми и пироксен-амфиболовыми сиенитами ($\text{SiO}_2—59,65\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3—17—21\%$, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}—9—12\%$), а остальная часть — либнеритовыми и нефелиновыми сиенитами со следующим содержанием основных компонентов (%): SiO_2 — от 54 до 58, Al_2O_3 — от 21 до 23 и сумма щелочей — 10,5—12.

КАРАТАЛЬСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

Каратальский массив нефелиновых руд расположен в Павлодарской области, к югу от линии железной дороги Целиноград — Павлодар, вблизи грунтовой дороги Алексеевка — Майкаин. Горнотехнические условия массива очень благоприятны — он может разрабатываться карьерным способом при минимальной вскрыше.

Энергетические возможности Павлодар-Экибастузского промышленного узла общеизвестны: здесь действуют и строятся мощные ГРЭС, такие, как Экибастузский каскад, Ермаковский и многие другие, работающие на самых дешевых в СССР каменных и бурых углях Экибастузского и Майкубенского бассейнов. Запасы одного только Экибастузского каменноугольного бассейна исчисляются более чем в 12 млрд. т энергетических углей. Кроме того, недалеко от Павлодарского алюминиево-глиноземного завода имеются большие запасы металлургических известняков. Стало быть, в Павлодар-Экибастузском узле имеются все необходимые технико-экономические условия для его разработки. Очередь за геолого-промышленной оценкой нефелиновых руд массива и прилегающих районов.

Общая площадь нефелиновых пород месторождения составляет около 1,3 км², из них на долю собственно нефелиновых сиенитов падает 0,6 км², либнеритовых сиенитов — 0,4 км². Остальную часть площади (0,3 км²) представляют щелочные сиениты и сиенит-порфировые дайки. Среднее содержание глинозема в рудах по многочисленным анализам равно 21%, а сумма щелочей — 10—11%, кремния — 57%. Геологические запасы нефелиновых руд в Баянаул-Талпакском районе исчисляются десятками и даже сотнями миллионов тонн.

Таблица 31

Извлечение глинозема и щелочей из нефелиновых сиенитов Каратальского месторождения

№ пробы	Температура, °С	Извлечение, %	
		Al ₂ O ₃	K ₂ O+Na ₂ O
777	1200	93,5	90,3
	1250	95,4	90,3
	1300	95,4	90,3
778	1200	90,4	94,6
	1250	93,0	93,7
	1300	93,6	94,6

нефелинового месторождения, имеющий следующий состав (%): Al₂O₃—18,2; Na₂O—9,5; K₂O—5; SiO₂—58,7; CaO—0,70; Fe₂O₃+FeO=6,7. Технологические исследования нефелиновых сиенитов в лаборатории легких металлов ИМО АН КазССР дали достаточно хорошие результаты по извлечению окиси алюминия (75—93%) и щелочей (Na₂O+K₂O=80%).

По методу М. Г. Манвеляна исследовались две пробы из серых нефелиновых сиенитов главного рудного тела. Технологическое опробование велось в лаборатории алюминия ВАМИ в Ленинграде по материалам ЦКГУ за 1962 г. Химический состав нефелиновых сиенитов приведен по данным лаборатории ВАМИ соответственно для проб 777 и 778 (вес. %): SiO₂—54,60 и 54,50, TiO₂—0,34 и 0,32; Al₂O₃—20,30 и 20,10; Na₂O—7,90 и 8,00, K₂O—4,40 и 4,20; Fe₂O₃—5,80 и 6,10; CaO—3,40 и 3,40; MgO—0,20 и 0,07, P₂O₅—0,12 и 0,07, Cl—0,41 и 0,43, Ga—0,0034 и 0,0034; п. п. п.—2,10 и 2,30; Σ—99,68 и 99,72.

В результате химического обогащения с последующим спеканием извлечение глинозема и щелочей получилось довольно высоким (табл. 31).

Таким образом, технологические испытания нефелиновых пород Каратальского месторождения по методу М. Г. Манвеляна (обогащение и спекание) дали весьма хорошие показатели, почти аналогичные с результатами гидрохимического способа.

АБАЕВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ НЕФЕЛИНОВЫХ РУД

Абаевский массив нефелиновых руд расположен на территории одноименного района Семипалатинской области, недалеко от железной дороги Алма-Ата — Семипалатинск и шоссейной дороги Абай — Семипалатинск. Горнотехнические условия массива весьма благоприятны — руды хорошо обнажены и вполне пригодны для открытой разработки. Размер нефелин-сиенитового интрузива $3 \times 1,5$ км. Месторождение располагает практически неисчерпаемыми запасами комплексной руды.

Рудные представители нефелиновых пород месторождения — нефелиновые сиениты, либнеритизированные нефелиновые сиениты, трахитоидные нефелиновые сиениты и либнеритовые сиениты. Средний химический состав руды по многочисленным анализам приводится в таблице 32.

Таблица 32

Средний химический состав нефелиновых руд
Абаевского месторождения

Разновидность нефелиновых пород	Компоненты, вес. %					
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	FeO
Абаевское месторождение:						
нефелиновый сиенит	59,3	20,2	6,05	6,1	1,8	2,5
трахитоидные нефелиновые сиениты	59,9	20,9	7,0	5,7	2,40	1,17
либнеритовые и либнеритизированные сиениты	61,3	20,0	5,3	6,2	3,2	1,1
Среднее по месторождению	60,1	20,4	6,1	6,0	2,5	1,6
Месторождение Сандык (КирССР)	56,0	20,5	12,5		3,5	—
Октябрьское месторождение (УССР)	56,6	20,8	12,3		6,2	—

По среднему содержанию глинозема и щелочей нефелиновые руды описываемого месторождения почти аналогичны рудам Приазовского массива (Октябрьское месторождение УССР) и месторождения Сандык Киргизской ССР, которые давно разведаны и запасы по которым подсчитаны по промышленным категориям. Месторождения находятся в стадии опытно-промышленного освоения.

По минералогическому составу нефелиновые сиениты (все три разновидности) Абаевского месторождения соответствуют полевошпатовым (калишпат 65%) ургитам. Количество нефелина в них варьирует от 5 до 30%.

С геолого-экономической точки зрения месторождение располагает громадными запасами нефелинового сырья и находится в районе мощных потенциальных гидроэнергетических ресурсов (горные реки бассейна Иртыша). В районе Усть-Каменогорск — Семипалатинск ныне действует целый каскад гидроэлектростанций, в который входят такие, как Усть-Каменогорская и Бухтарминская ГЭС. Кроме того, в Семипалатинске вступил в строй действующих крупнейший в республике цементный завод на базе высококачественных известняков и глин, добываемых неподалеку от площадки завода. Поэтому мы предлагаем на базе нефелиновых руд месторождения Абай пристроить к цементному заводу два или три дополнительных цеха — глиноземный и химический, так же как на цементных заводах северо-западных райо-

нов РСФСР, производящих одновременно дешевый цемент, глинозем и ряд химикатов. Следует отметить, что в Аягузском, Аксуатском и других районах Семипалатинской области также могут быть установлены богатые нефелин-фонолитовые руды, поэтому здесь следует расширить поисковые и тематические работы с целью выявления новых месторождений комплексного сырья. Следовательно, неотложная разведка и затем освоение месторождений нефелиновых руд Центрального Казахстана в перспективе должны стать одной из первоочередных задач народного хозяйства республики.

К разряду объектов второй очереди, заслуживающих внимания промышленности и сельского хозяйства республики уже после 1975—1980 гг., можно отнести нефелин-лейцитовые месторождения Северного (красномайский комплекс), Южного (Каинды, Ирису, щелочные эффузивы Машатской впадины, бассейнов рек Бадам, Угам и Арысь) и Западного Казахстана (массивы Борсыксай, Карасор, Косистек и др.), а также нефелин-апатитовые проявления Карагандинской, Павлодарской, Целиноградской и других областей. Некоторые из них (лейцитовые базальты Машатской впадины, семейтауского комплекса и апатит-вермикулитовые руды Кокшетауского района) уже сейчас частично разрабатываются. Эти месторождения по масштабам выявленных на сегодняшний день нефелиновых проявлений намного уступают месторождениям Центрального Казахстана и изучены сравнительно слабо. Однако это не значит, что потенциальные возможности этих регионов ограничены, наоборот, здесь имеются все перспективы для обнаружения крупных нефелиновых месторождений, для этого лишь необходимо организовать планомерное научно-исследовательское и поисковое изучение.

НЕФЕЛИНСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ КРАСНОМАЙСКОГО КОМПЛЕКСА АЛЬГИПЕРБАЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Нефелин-сиенитовые жилы и дайки (от 5×50 см до 3×100 м) отмечены среди щелочных сиенитов и пироксенитов Барчинского и Красномайского интрузивов. Очень часто нефелин замещается светлой слюдой — либнеритом — и реже мусковитом. По масштабам проявления нефелин-сиенитовые интрузии в альгипербазитовой формации, по-видимому, незначительны и представляют пока лишь минералогический интерес.

ТРАХИТО-ФОНОЛИТОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ АКСУАТ

Щелочные эффузивы трахито-фонолитового (?) состава девонского поверхностного вулканизма (кайдаульская свита) расположены на северном склоне хр. Тарбагатай, в междуречье Карабуги и Тебезги. Среди вулканитов трахиандезитовой (трахибазальты, трахиандезиты, трахилипариты) формации D_{1-2} (кайдаульская свита??) Карабугинского антиклинория встречены прослойки (0,5—4 м) и «линзы» мощностью до 30 м и протяженностью от 100 до 500 м либнеритизированных щелочных трахитов и фонолитов.

Средний химический состав либнеритизированной породы Аксуатского месторождения представляется в следующем виде (%): SiO_2 —47, TiO_2 —1,5, Al_2O_3 —28,2, Fe_2O_3 —10, FeO —0,9, Na_2O —0,9, K_2O —5,6, H_2O —4,2. Внутри слюдястых пород встречаются диаспоровые конкреции размером от 5 до 20 см в диаметре. В минералогический состав их входят гидрослюда, диаспор и рудный минерал. Средний химический состав конкреции (%): SiO_2 —18,8, TiO_2 —1,3, Al_2O_3 —58,2, Fe_2O_3 —7,1, FeO —0,7, Na_2O —0,6, K_2O —2, H_2O —10.

Масштабы проявления щелочного вулканизма с фонолитовым химизмом в Аксуатском районе (Северный Тарбагатай) окончательно еще не выяснены, поэтому здесь следует организовать специальные тематические и поисковые работы на площади развития вулканических пород так называемой кайдаульской свиты среднего девона с целью обнаружения новых промышленных месторождений высокоглиноземистых пород. В этом отношении заслуживает особого внимания Чингиз-Тарбагатайская зона — от широты Аксуата на юге до Баянаульских гор на севере, с одной стороны, и Зайсанская геосинклиналь — с другой.

НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ ПРИСУЙСКОГО МАССИВА

Ирисуйский массив находится на водоразделе р. Аксу и верховьев р. Ирису (правильнее Иирсу) — правой составляющей р. Машат. Он приурочен к центральной части северной половины Арыс-Угамской структурно-фациальной зоны, сложенной карбонатной толщей верхнедевонского и нижнекарбонатового возраста. Суммарная мощность этой толщи свыше 3000 м. Общая площадь массива составляет около 27 км² (9×3 км), из них обнажается только восточная приподнятая часть (8 км²), почти 30% которой (восточная половина) сложено нефелиновыми и лейцитовыми сиенитами, здесь более меланократовыми (цветные минералы 30—40%), чем аналогичные породы Центрального Казахстана. Но суммарное содержание фельдшпатитов (нефелин, псевдолейцит, эпилейцит и др.) все же остается довольно высоким — от 20 до 40% объема породы. Следовательно, они вполне могут быть отнесены к нефелиновым рудам, с тем отличием, что содержание глинозема (17—20%) и сумма щелочей (7—10%) в них несколько ниже, чем в обычных нефелин-сиенитовых породах Казахстана.

НЕФЕЛИНСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ КАИНДИНСКОГО ИНТРУЗИВА

На площади Каиндинского интрузива нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты слагают небольшие (50×3 м, 150×5 м) дайкообразные тела.

ЛЕЙЦИТОВЫЕ И АНАЛЬЦИМОВЫЕ ПОРОДЫ МАШАТСКОЙ ВПАДИНЫ

Фонолитовые (лейцитовые порфиры и щелочные трахиты) эффузивы встречаются среди вулканических пород Машатской впадины, но из-за плохой обнаженности мы не смогли оконтурить их площадь. Причем фонолиты переслаиваются с лейцититами и тефрито-базальтами. Для количественной оценки их необходимо проведение буровых работ.

ЛЕЙЦИТ-ФОНОЛИТОВЫЕ ПОРОДЫ БАДАМО-УГАМСКОЙ ЗОНЫ

Эти породы, по-видимому, занимают сравнительно большую площадь, чем машатские эффузивы, поэтому они представляют больший интерес. Нами предварительно выделено несколько перспективных участков (Бадамский, Угамский и др.), располагающих крупными запасами комплексного сырья. Для окончательного уточнения их контуров, определения качества руд и т. д. в 1973—1975 гг. намечено организовать поисково-тематические работы. После этого наиболее перспективные участки на нефелин-лейцитовые руды нами будут рекомендованы для детальной поисковой разведки.

Бадамо-Угамский район в технико-экономическом отношении более благоприятен, чем Боролдай-Машатский, так как он находится вблизи промышленного центра г. Чимкента. Нам представляется, что проявления нефелин-лейцитовых пород Южного Казахстана не исчерпываются указанными пунктами. Широкое развитие как вулканических, так и интрузивных щелочных пород в бассейнах рек Арыси и Угама приводит нас к выводу, что здесь могут быть обнаружены высококачественные нефелин-лейцитовые руды типа ишимских и горячегорских. Для этого необходимо вести систематические поисковые и тематические исследования.

БОРСЫКСАЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Площадь этого щелочного массива около 6 км^2 , из них 1 км^2 занимают нефелиновые (и либнеритовые) сиениты со средним содержанием Al_2O_3 23,5%, Na_2O —9,2% и K_2O —4,3%.

КАРАСОРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ НЕФЕЛИНСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

Общая площадь данного интрузива более 6 км^2 , из которых на долю нефелиновых и либнеритовых сиенитов падает $0,5 \text{ км}^2$. Среднее содержание окиси алюминия 19%.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ КОСИСТЕК

Это месторождение также обладает большими запасами комплексного сырья — нефелин-лейцитовых руд — со средним содержанием Al_2O_3 20%.

Кроме трех названных месторождений нефелиновых руд в Западном Казахстане есть огромные перспективы для открытия новых, более богатых глиноземом и щелочами месторождений нефелин-лейцитовых руд (Мугоджары, Орь-Илекская, Ирғизо-Тобольская возвышенности и Тургай). Начиная с 1974 г. здесь следует организовать поисковые и тематические работы с целью выявления новых и систематического изучения известных месторождений лейцит-нефелиновых руд.

Г л а в а IX

МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗА, МЕДИ, ТИТАНА И ДРУГИХ МЕТАЛЛОВ И СВЯЗЬ ИХ СО ЩЕЛОЧНЫМИ ПОРОДАМИ КАЗАХСТАНА

ЖЕЛЕЗО

Проявление эндогенного оруденения железа в связи со щелочными породами Казахстана отмечено на площади развития ряда массивов альгипербазитовой (Шолаксандыкский, Шинсайский, Барчинский, Кенталдысайский и др. массивы) и реже альбазитовой (массивы Ирису, Каинды, Машат и др.) формаций Казахстана. Щелочные породы здесь почти повсеместно содержат равномерную (0,5—5% объема породы) и иногда довольно богатую (до 20—30% объема породы) вкрапленность магнетита и реже титаномагнетита. Промышленные скопления магнетита изучены пока лишь на площади двух массивов альги-

пербазитовой (Шолаксандыкский и Шинсайский) и двух массивов (Ирису, Машат) альбазитовой формаций. С первыми тремя массивами генетически и парагенетически связаны месторождения железных руд, обладающие значительными запасами (0,5—3 млрд. т до глубины 500 м с содержанием железа от 15 до 30 %).

Первоисточником железа при образовании магнетитовых и медно-магнетитовых (Ирису) месторождений, по-видимому, явились в равной степени как магма альгипербазитового и альбазитового составов, так и вмещающие эффузивно-осадочные породы, из которых железо накапливалось постмагматическими эманациями.

МЕДЬ

Эндогенная минерализация меди, ассоциирующаяся со щелочными породами Казахстана, выявлена на площади многих массивов всех трех формаций, но промышленная концентрация медных минералов (халькопирит, пирротин, пирит и др.) изучена пока только на площади одного Ирисуйского субвулкана. Пирит-халькопиритовые руды здесь образуют густую вкрапленность гнезд и прожилков. Генезис гидротермальный, предположительно связывается с поздними щелочными сиенитами мезократового облика.

ТИТАН

В щелочных породах (щелочные и нефелиновые сиениты, пироксениты и др.) альгипербазитовой и альбазитовой формаций Казахстана нередко в аксессуарных (0,1—5 %) и реже породообразующих (5—15 % объема породы) количествах содержатся титановые минералы: титаномагнетит, ильменит, рутил, меланит, манганоильменит и другие. В рудных пироксенитах альгипербазитовой формации жанаталапского, красномайского и жаркаинагашского щелочных комплексов отмечаются весьма богатые вкрапленности и прожилки титаномагнетита, ильменита и магнетита, иногда достигающие высоких концентраций TiO_2 (от 3 до 10—12 %). Текстуры руд вкрапленные, полосчатые, массивные и прожилковые. Рудные тела имеют гнездообразную и линзообразную форму. Специально эндогенная минерализация титана в связи со щелочными породами указанных комплексов не изучалась.

Титанистые гранаты — меланит и шорломит — в высоких концентрациях (10—30 % объема породы) отмечаются в нефелиновых сиенитах и экзоконтактных породах ишимского магматического комплекса. Текстуры их вкрапленные, массивные, жильные; генезис поздне- и постмагматический.

НИКЕЛЬ (СУЛЬФИДНЫЕ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ С КОБАЛЬТОМ)

В настоящее время установлена связь щелочных пород Казахстана с целым рядом сульфидных месторождений и рудопроявлений ликвационно-магматического происхождения, которые располагаются внутри или непосредственно вблизи четко дифференцированных и расслоенных интрузий красномайского (?), массивы Златогорский и др.) и жанаталапского комплексов. Основная часть сульфидов (пирротин, пентландит, миллерит, халькопирит и др.) здесь является сингенетической и, как правило, приурочена к нижним горизонтам интрузий в виде вкрапленности, шпиров и жильных тел.

Эндогенные проявления золота в связи со щелочными породами установлены нами при исследовании массивов их в различных районах Казахстана. Во многих случаях отмечается отчетливая приуроченность золотопроявлений к породам повышенной щелочности (щелочные граниты и сиениты, трахиандезиты, трахидациты, сиенито-диориты, монзониты и др.). Максимальные проявления золота промышленного характера отмечены в щелочных (?) гранитах Северного Казахстана (боровской и крыккудукский интрузивные комплексы) каледонского металлогенического цикла. Повышенное содержание золота пространственно связано с зонами окварцевания щелочных гранитоидов и вулканитов трахидацитового и трахиандезитового состава (Кокшетауский регион, Калба-Нарымская зона, Северное Прибалхашье, Аксу-Бадамский и др. пункты). В этих зонах золото ассоциирует с наиболее поздними регенерациями кварца, сульфидов (халькопирита, пирита, арсенопирита, сфалерита, галенита и др.) и адуляром. Содержание его от 0,1 до 2 г/т. Форма нахождения золота во всех этих породах не установлена. Кроме магматических пород золото установлено также в связанных с ними гидротермальных кварц-баритовых и баритовых жилах с сульфидными минералами: пиритом, халькопиритом, галенитом и др.

СВИНЕЦ И ЦИНК

Во многих щелочных массивах Казахстана альбазитовой (ишимский, аксу-бадамский, конырсуиский и другие комплексы) и альгранитовой формаций известно большое число рудопроявлений свинца и цинка с примесью меди, молибдена и мышьяка (Есильский, Шинсайский, Любимовский, Ирисуйский, Бадамский и другие массивы). Все они приурочены к кварцевым и реже к карбонатным жилам, а также к гранат-пироксен-полевошпатовым скарнам (Ирису, Есиль и др.). В состав рудных минералов входят галенит, сфалерит и другие. Специально эти полиметаллические рудопроявления не изучались.

ЭНДОГЕННАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ, СВЯЗАННАЯ СО ЩЕЛОЧНЫМИ ФОРМАЦИЯМИ КАЗАХСТАНА

С породами альгипербазитовой формации Казахстана (жаркаинагашский, жанаталапский, красномайский и другие комплексы) пространственно и генетически связаны карбонатитовые и апатитовые проявления со специфическим набором редких (Ta, Nb, Zr, Sc и др.) и редкоземельных (La, Ce, Y и др.) элементов. Специально эта минерализация не изучалась, поэтому масштабы ее проявлений не установлены. По нашим предварительным данным, щелочные массивы упомянутых трех альгипербазитовых комплексов по петрогеохимическому составу и минерагении делятся на две группы. К первой группе относятся массивы жанаталапского комплекса (Жанаталап, Котрколь, Жукей, Кокшеколь и др.), в которых господствуют ультраосновные породы с нефелином (?). Карбонатиты в массивах этой группы образуют малочисленные и мелкие жилы и прожилки преимущественно доломитового состава. Здесь в основном представлена титановая, хромовая и платиновая минерализация, типичная для ультраосновных пород. Ко второй группе относятся массивы красномайского (Красномайский, Барчинский и др. тела) и жаркаинагашского (Пятигорский, Шолаксандыкский, Шинсайский и др.) комплексов. Для них

специфично широкое развитие нефелин-пироксеновых пород с подчиненным значением ультраосновных пород, а также карбонатитов различных генераций, преимущественно кальцитового состава. Массивам этой группы свойственна редкометалльная минерализация.

С массивами альбазитовой формации Казахстана (ишимский, коньрсуйский и другие комплексы) генетически связаны редкометалльные пегматиты и жильные тела сиенитов, а также фенитизированные участки интрузивов с рудными минералами (циркон, эвдиалит, бритолит, чевкинит, ортит, анкилит, бадделеит и редкоземельный меланит). Специально эти рудопроявления не изучались. К альгранитовой формации Казахстана относится большое число (более 150) массивов щелочных гранитов и щелочных сиенитов Мугоджар (борсыксайский, каинсайский и другие комплексы) и Восточного Казахстана (акгасский, шумекский, ащисуйский, тобыктинский и другие комплексы), металлогения которых изучена совершенно недостаточно. С поздней генерацией интрузий этой формации (пегматиты, сиенит-порфировые и аплитовые жилы) и щелочными метасоматитами многих комплексов связаны повышенные содержания аксессуарных минералов редких элементов (пирохлор, колумбит, гагаринит, монацит, ортит, флюорит, фенакит, берtrandит и другие).

Глава X

НЕРУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ, СВЯЗАННЫЕ СО ЩЕЛОЧНЫМИ ПОРОДАМИ КАЗАХСТАНА

НЕФЕЛИНОВЫЕ РУДЫ КАЗАХСТАНА — ЦЕННОЕ СЫРЬЕ ДЛЯ ХИМИЧЕСКОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

В химической промышленности Казахстана нефелиновые руды, очевидно, найдут широкое применение в производстве технической соды, поташа, силикагеля и квасцов при условии, если они будут перерабатываться пирометаллургическим или гидрохимическим и электротермическим способами на глинозем, как описано выше. Они могут также использоваться для получения ультрамарина и красок.

Со до продукты получают при пирометаллургическом способе в результате разложения алюминатов на гидрат окиси алюминия (в осадке), соду и поташ (в растворе). Из раствора в результате упаривания в определенных условиях извлекают отдельно поташ и соду. Химический состав поташа (%): K_2CO_3 —97,5—98,5, Na_2CO_3 —0,1—1,0, K_2SO_4 —0,6—1, Cl—0,1—0,03; Fe_2O_3 —0,001—0,003, H_2O общ.—18, SO_4 —0,25—0,60 и S сульфатная — 0,03—0,05. Такой поташ относится к высшему сорту. Химический состав соды (%): Na_2CO_3 —88—90, K_2CO_3 —5—6, K_2SO_4 —4—5,3, Fe_2O_3 —0,001—0,003. Эта сода применяется в металлургической, химической, стекольной промышленности, а также в медицине и в других отраслях.

ПРОИЗВОДСТВО СИЛИКАГЕЛЯ И КВАСЦОВ

Силикагель (SiO_2) из нефелиновых руд производят путем растворения их кислотами, в частности слабым раствором серной кислоты. При этом в осадке остается студнеобразная кремнекислота (SiO_2), из которой после мытья и сушки при температуре 600° изготовляют си-

ликагель, который в последнее время находит все большее и большее применение в промышленности в качестве поглотителя газов, катализатора, а также для очистки нефтяных продуктов.

К в а с ц ы получают из того же раствора, который образуется при растворении нефелиновых руд серной кислотой. Раствор кристаллизуется, затем из него поочередно извлекаются сначала калиевые, а затем натриевые квасцы. Квасцы, получаемые из сернокислых растворов, после очистки от солей железа перерабатывают на окись алюминия.

ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАЛЛЫ ИЗ НЕФЕЛИНОВЫХ РУД

При гидрохимической переработке нефелиновых руд на глинозем, каустик и цемент можно одновременно получать щелочные металлы — натрий и калий. При этом часть гидроалюминатов натрия от гидрохимической обработки нефелиновых руд растворяют до определенной концентрации по сумме щелочей (500 г/л по Na_2O) и направляют на кристаллизацию. После кристаллизации твердый алюминат натрия частично используется для вакуум-термического восстановления. Следовательно, натриевая составляющая нефелинов полностью компенсирует потери щелочи при технологических переделах и позволяет получать дополнительно на 1 т глинозема до 30 кг металлического натрия.

По-видимому, таким же способом можно получать и металлический калий. Отметим, что сплавы натрия с калием в технике ценятся гораздо выше, чем чистый натрий. Это объясняется тем, что в последнее время такие сплавы применяются в качестве жидкометаллического теплоносителя в ядерных энергетических установках, двигателях самолетов, машин, а также в химической промышленности. Натрий широко применяется в металлургии, медицине, сельском хозяйстве и т. д.

ПРОИЗВОДСТВО УЛЬТРАМАРИНА

Способ производства ультрамарина из нефелиновых руд, предложенный В. И. Ивановым еще в тридцатые годы, сейчас совершенно забыт. Он имеет большие преимущества перед другими способами, так как вместо каолина и соды используется лишь нефелиновая руда (нефелин сам по себе представляет природную смесь натрия с алюмосиликатом). Экспериментальные данные показали хорошие результаты — была получена синяя краска без добавления каолина и соды. Замена дорогостоящего каолина и соды нефелином позволила снизить расход сырьевых материалов вдвое, не говоря уже о других затратах. Ультрамарин широко применяют в быту для подсинивания белых материалов, а также в промышленности для приготовления художественных и колерных красок и эмалей, окраски линолеума, резины, обоев, цементных плиток и других материалов.

Общие запасы щелочных (К, Na) металлов в 12 изученных нефелин-сиенитовых массивах исчисляются сотнями миллионов тонн.

НЕФЕЛИНОВЫЕ И НЕФЕЛИН-ЛЕЙЦИТОВЫЕ ПОРОДЫ КАЗАХСТАНА — ПОЛЕВОШПАТОВОЕ СЫРЬЕ

В последние годы в нашей стране и за рубежом ощущается острый дефицит высококачественного полевого шпата. Крупные месторождения пегматитов, которые использовались без обогащения, оказались выработанными, что потребовало расширения сырьевой базы полево-

шпатового сырья за счет других горных пород, являющихся более массовыми поставщиками полевого шпата при легкой его обогатимости. Из их числа наибольшее значение приобрели аляскитовые граниты (США, Германия, СССР), аплиты (Англия, Франция), нефелиновые сиениты (Канада, США, ЧССР) и продукты их выветривания — каолинизированные и грейзенизированные граниты (так называемые корнваллийские камни Англии, разрабатываемые с середины XVIII века), серицитизированные липаритовые и дацитовые порфиры (Япония, КНР).

В Казахстане полевошпатовая промышленность базируется на сырье месторождений гранитных пегматитов и альбититов, запасы которых крайне скудны (Есенов и др., 1963). Поэтому в последнее время особенно перспективными по запасам и качеству сырья являются щелочные породы Есильского, Абаевского, Карсакпайского, Каратальского, Борсыксайского и других месторождений. Все разновидностей щелочных пород этих месторождений характеризуются высокими содержаниями (11—20%) и соотношениями щелочей (1—12, табл. 33) с преобладанием калия над натрием. По содержанию основных компонентов, необходимых для керамической, абразивной и других видов промышленности, т. е. глинозема, кремнезема и щелочей, калиевые щелочные породы Центрального Казахстана несколько превосходят полевошпатовые хвосты Белогорского ГОКа, Украины, Карелии, Лянгары, Режика. Соотношение щелочей в щелочных породах месторождений Казахстана лучше, чем в гранитовых пегматитах и аляскитах — основном полевошпатовом сырье.

Из щелочных пород Казахстана наибольшее количество щелочей содержат калинатовые полевые шпаты, либнерит и гидрослюда. Калинатовые полевые шпаты являются ведущим порообразующим минералом, составляя от 30 до 70% объема пород. Максимальное содержание их падает на нефелиновые (45—71%), либнеритовые (50—70%) и лейкократовые щелочные сиениты. Либнерит и гидрослюда также широко развиты в либнеритовых сиенитах (до 30% объема породы) и в первичных каолиновых корах выветривания. Все различия высококалийных щелочных пород, по минералогическому составу и структуре относящиеся к полноценным заменителям полевых шпатов, развиты на больших площадях, так что запасы стекольного и керамического сырья в пределах описываемых месторождений практически неисчерпаемы.

Кроме нефелин-лейцитовых пород — бесспорных источников качественной полевошпатовой руды — в Казахстане весьма широко распространены разнообразные сиениты (альбитовые, пертитовые, щелочные и др.), щелочные и субщелочные граниты, а также гидротермально измененные кислые вулканы — серицитизированные и каолинизированные породы (вернее серицитовые и каолинистые вторичные кварциты). Минералогический и химический состав этих пород позволяет оценивать их как полноценное стекольно-керамическое сырье (табл. 33). Особенно перспективными в смысле качества полевошпатового сырья являются рудовмещающие породы: отвалы рудников медных, полиметаллических и редкометальных месторождений Казахстана, а также серицитовые хвосты обогащения некоторых горно-металлургических комбинатов республики (Нурлыбаев, 1964—1968).

Как видно из таблицы 33, щелочные породы Казахстана по содержанию кремнезема, глинозема, извести, магнезии и щелочей могут использоваться в натуральном виде, без обогащения, для производства строительной и бытовой керамики. Мелкозернистые нефелиновые сиениты ряда массивов можно применять для изготовления

Средний химический состав щелочных пород Казахстана,
рекомендуемых в качестве полевошпатового сырья

Массив	Порода	Среднее содержание окислов, вес, %					K ₂ O: Na ₂ O	Запасы руд ориен- тиро- вочные, млн. т
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	FeO+ Fe ₂ O ₃	K ₂ O+ Na ₂ O		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Есильский	Эпилейцитовые порфи- ры	54,00	20,10	3,70	10,30	12,63	2,05	7531
	Трахит-эпилейцитовые порфиры	56,20	18,41	3,05	10,25	12,57	3,00	
	Святоноситы, малинь- иты, пуласкиты	53,20	20,57	3,96	8,48	13,20	1,88	
	Нефелиновые сиени- ты	53,50	20,60	4,00	7,00	13,57	1,60	
	Псевдо-эпилейцито- вые сиениты	53,00	20,83	3,26	6,28	15,18	2,60	
	Фениты	51,08	18,67	6,22	10,94	12,45	1,53	
	Либернитовые сиени- ты	56,03	22,80	2,00	4,61	13,08	3,00	
Карсакпай	Щелочные каолины	58,50	19,00	0,79	3,10	9,5	4,00	10
	Щелочные сиениты	64,87	17,61	2,47	5,24	11,37	0,90	100
	Лейкосиениты	64,83	17,14	2,58	4,42	9,52	0,87	
	Нефелиновые сиени- ты	57,55	22,88	2,35	5,66	11,20	0,30	
Актас	Ортофиры, щелочные трахиты	58,60	26,99	2,02	8,52	13,3	—	100
Барчинский	Щелочные сиениты	59,01	15,86	4,66	7,18	10,00	3,34	100
Красный	Либернитовые сиени- ты	51,12	19,61	3,35	5,82	12,73	3,78	
Май	Нефелиновые сиени- ты	52,17	25,72	0,84	1,51	16,98	0,75	100
Шагалин- ский	Щелочные сиениты	61,32	16,16	2,20	10,38	10,10	1,10	
Каратал и другие мас- сивы	Нефелиновые сиени- ты	55,30	20,66	3,27	7,89	9,80	0,60	
Абаевский	Щелочные сиениты, пегматиты	64,04	17,28	1,82	2,93	11,20	1,00	10
	Нефелиновые сиени- ты	59,10	20,28	3,01	6,90	11,60	1,00	1000
	Либернитовые сиени- ты	61,20	20,16	0,69	4,92	12,38	1,00	
Ирису	Псевдолейцитовые сиениты	50,90	15,38	7,50	13,42	7,92	1,50	100
	Нефелиновые сиени- ты	58,50	17,50	5,06	7,62	10,50	1,00	1—3
	Щелочные каолины	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	
Машат	Щелочные эффузивы (нефелиновые базальты)	45,90	13,30	11,2	12,60	6,10	0,60	100
Бадам	Ортофиры (щелочные сиенит-порфиры)	51,80	17,10	5,70	9,02	9,90	2,30	100
	Ортофиры меланокра- товые	52,2	16,90	5,30	10,30	9,10	2,40	10
	Щелочные каолины	—	—	—	—	—	—	2—5
	Щелочные сиениты	62,34	19,05	0,65	1,01	11,70	0,70	100
Нефелиновые сиени- ты	56,85	33,72	1,42	4,96	13,70	0,50		
Борсыксай	Либернитовые сиени- ты	59,10	21,80	2,10	4,75	12,60	2,00	1—3
	Щелочные каолины	—	—	—	—	—	—	
	Щелочные сиениты	63,82	19,36	—	3,40	11,4	0,75	100
Карасор	Щелочные каолины	—	—	—	—	—	—	2—4
	Щелочные трахиты- фонолиты	54,14	16,55	4,10	9,55	10,38	2,00	100
Щелочные сиениты	42,40	19,90	3,45	9,63	8,10	1,70		
Косистек	Щелочные каолины	—	—	—	—	—	—	

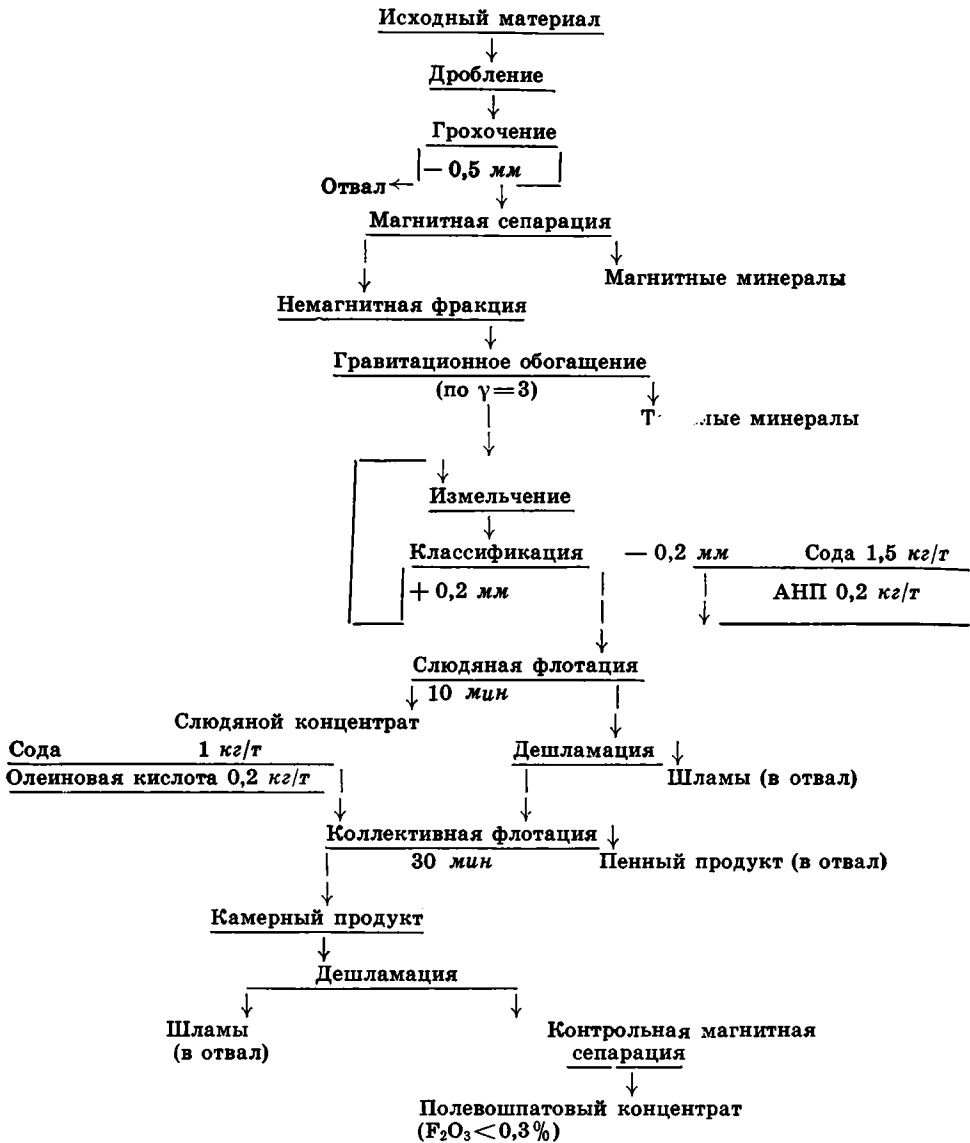
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Аксуат	Щелочные трахиты-фонолиты	47,0	28,20	—	11,8	6,5	6,20	100
	Щелочные каолины	—	—	—	—	—	—	5
Асу-Булак (Восточный Казахстан)	Хвосты Белогорского ГОКа (микроклин-альбитовые концентраты)	64,78	20,32	Не опр.	—	0,15	11,16	3(?)
	Щелочные граниты (II—III фазы)	75,80	13,05	0,77	1,11	8,20	1,30	100
Акшатау (Центральный Казахстан)	Полевые шпаты из гранитов	62,20	24,47	0,60	0,20	11,83	1,60	50
Балхаш (Центральный Казахстан)	Балхашские камни (серичитизированные кислые эффузивы — липариты, дациты)	70,0	14,0	0,30	1,0	0,75	2—100	1000
	Отвалы рудников	65,80	11,19	0,70	2,70	6,0	10—20	
	Хвосты обогатительной фабрики	75,0	12,20	—	4,50	3,10	3—5	300
Просяновское месторождение (УССР)	Щелочные каолины	67,74	16,22	0,12—0,63	0,12—0,95	1,4—6,7	5—10	20(12,5)
Балка большого лагеря (УССР)	Гранит-пегматиты	75,70	14,47	0,82	0,34	0,84	0,90	10
Режик (Урал)	Граниты биотитовые	73,93	15,22	0,90	0,48	8,46	0,9—1,0	3(0,9)
Вишневые горы (Урал)	Нефелин-полевошпатовое сырье (хвосты гравитации)	64,65	21,72	0,92	0,30	12,95	0,80	100 (?)
Каричсай (УзССР)	Биотитовые граниты	75,57	13,37	0,74	1,23	8,55	1—1,3	20(24,2)
Лянгар	Гранит-пегматиты	73,51	15,06	1,23	0,42	9,34	1,5—2	20 (7)
Куру-ваара, Мурманская обл.	Гранит-пегматиты	74,13	14,80	1,10	0,81	8,22	1,00	50 (27)
Лупико (КАССР)	Нефелин-полевошпатовый концентрат	60,40	23,60	0,70	0,08	14,40	0,50	100
Елю-Маунтин	Необогащенный продукт	60,40	23,60	0,70	2,00	14,40	0,50	
Желеница (ЧССР)	Нефелин-полевошпатовый концентрат	55,48	22,02	0,96	2,40	14,45		Нет сведений

глазури, пигмента для красок, стекловолкна. Однако полевошпатовое сырье, предназначенное для изготовления радио- и электротехнической керамики, абразивов, фарфорово-фаянсовых изделий, технического и листового стекла, вначале должно пройти магнитную (и электромагнитную) сепарацию, гравитационное обогащение и флотацию.

Для перспективной оценки щелочных пород республики как полевошпатового сырья нами проведено довольно большое (36 технологических проб) количество исследований главнейших типов нефелин-лейцитовых руд восьми месторождений Казахстана (табл. 34). Были изучены их обогатимость, минералогические и химические свойства. Лабораторное обогащение производилось с применением методов магнитной сепарации, гравитационного обогащения и флотации. В результате была разработана принципиальная схема обогащения нефелин-сиенитовых и либнеритовых пород.

Эта схема одинаково применима для всех разновидностей щелочных пород Казахстана (табл. 35). Выход полевошпатовых концентрата

**Принципиальная схема обогащения нефелиновых и лейцитовых пород
Казахстана**



тов от веса руды составляет (%): для нефелиновых сиенитов — от 61,5—62 (Есиль) до 71 (Абай), 30,5—47,7 (Ирису), 33—46 (Борсыксай), для либнеритовых сиенитов — 35,5—67 (Есиль), 61,4 (Карсакпай), до 84 (Абай), 10—35 (Борсыксай и Карасор) при параллельном получении либнеритового концентрата с выходом от веса руды до 22%. Полевшпатовые концентраты, полученные из нефелиновых, либнеритовых и щелочных сиенитов Казахстана, характеризуются высокими содержаниями щелочей ($K_2O + Na_2O = 12,3—17,2\%$) и низкими содержаниями окислов железа и кальция, что отвечает требованиям к первому, второму и третьему сортам сырья для керамики (ГОСТ-7030-54, табл. 37).

Требования промышленности к качеству полевошпатового сырья (проектные данные по В. В. Козыреву, 1970)

Основные показатели	Электротехническая, абразивная промышленность; производство листового стекла, электродов						Фарфоро-фаянсовая и электро- техническая промышленность				Промышленность строи- тельной керамики	
	Полевой шпат			Кварцево-полевошпатовое сырье			Сырье		Полевой шпат		Кварц-полевошпато- вое сырье	
	Высший сорт	I сорт	II сорт	Высший сорт	I сорт	II сорт	Высший сорт	I сорт	Высший сорт	I сорт	I сорт	II сорт
Содержание железа в пересчете на Fe_2O_3 , %	0,1 (0,07)*	0,20 (0,07)	0,30(Н.н.)	0,10 (0,07)	0,20 (0,15)	0,30 (0,20)	0,15	0,20	0,15	0,20	0,20	0,30
Содержание $K_2O + Na_2O$, %	13 (Н.н.)	12 (7)	11 (7)	8 (Н.н.)	8 (7)	8 (7)	8	8	13	12	8	8
Содержание $CaO + MgO$, %	1,0 (Н.н.)	1,5 (Н.н.)	1,5 (Н.н.)	1,5 (Н.н.)	1,5 (Н.н.)	1,5 (Н.н.)	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0
Содержание кварца, % (не более)	5 (Н.н.)	8 (Н.н.)	10 (Н.н.)	30 (Н.н.)	30 (Н.н.)	30 (Н.н.)	30	30	8	10	30	30
Весовое отношение $K_2O + Na_2O$ (не менее)	4,5 (Н.н.)	3 (Н.н.)	2 (Н.н.)	4 (Н.н.)	3 (Н.н.)	2 (Н.н.)	2,0	2,0	2,0	2	0,9	0,9
Для стекла:	I сорт	II сорт	III сорт	I сорт	II сорт	III сорт						
SiO_2 , % (не более)	65	65	65	75	75	75						
Al_2O_3 , % (не менее)	16	16	16	13	13	13						

* В скобках — пределы содержания для стекольной и эмалевой промышленности; Н. н. — содержание компонента не нормируется.

По отношению $K_2O:Na_2O$ полевошпатовые концентраты делятся на две группы: а) с отношением выше 3 (святоноситы, псевдолейцитовые и либнеритовые сиениты Есилья); б) с отношением ниже 3 — все другие типы руд. Полевые шпаты первой группы с успехом могут использоваться для изготовления электрокерамических и фарфоровых изделий, а полевые шпаты второй группы — в тех областях керамической промышленности, где отношение $K_2O : Na_2O$ может не нормироваться, а также в стекольной промышленности.

Огневые пробы полевошпатовых концентратов из нефелиновых сиенитов дали спеки белого цвета, из щелочных сиенитов — белого, светло-серого и светло-розового, а из либнеритовых сиенитов — белого и светло-розового цвета, практически без «мушки».

Техническим требованиям абразивной промышленности полевошпатовый концентрат из нефелиновых и либнеритовых пород удовлетворяет после магнитного обогащения. Поэтому флотация в схеме получения концентратов для абразивной промышленности может быть выпущена.

Полевошпатовые концентраты, полученные из вулканических аналогов щелочных пород (эпилейцитовых фонолитов, лейцитовых базальтов, меланократовых трахитов, щелочных сиенит-порфинов Есильского, Машатского, Бадамского месторождений, характеризуются умеренным содержанием Fe_2O_3 (0,3—0,8%) и высоким калинаторным отношением (2,5—25). Выходы концентрата небольшие — 7,1—33,7%. Огневые пробы полевошпатовых продуктов эффузивов дали расплавы белого, серовато-зеленого и светло-зеленого цвета без «мушки». По совокупности свойств полевошпатовые концентраты могут использоваться как сырье в стекольно-керамической промышленности и особенно с большей эффективностью — в абразивной промышленности и при изготовлении минеральных красок.

Либнеритовый концентрат, получаемый параллельно, является высокосортным изоляционным и огнеупорным материалом.

Проведенные исследования позволяют ставить вопрос об организации на базе нефелинового месторождения Пришимья горно-обогатительного комплекса с целью получения полевошпатовых концентратов для электрокерамической, фарфоровой, стекольной, абразивной и других отраслей промышленности Казахстана. Применяя усовершенствованную схему обогащения нефелиновых руд, одновременно с полевошпатовым концентратом можно получать нефелиновый — для алюминиевой промышленности, а также корундо-гранатовый — для абразивной и редкометалльный и т. д. Практическое значение Есильского месторождения определяется тем, что оно располагает огромными запасами руд с однородным составом и хорошей обогатимостью по несложной схеме. Горнотехнические условия месторождения позволяют вести добычу открытым карьерным способом, с небольшим объемом вскрышных работ. Близость от железной дороги (3—5 км), расположение в сфере влияния Тургайского и Кустанайского горнорудных районов выдвигают Есильское месторождение высококалийных щелочных пород в разряд крупных потенциально промышленных объектов.

Получение полевошпатовых и либнеритовых концентратов из нефелиновых пород Казахстана (особенно из пород Есильского месторождения) потребует значительно меньших затрат, чем освоение гранитных пегматитов или подобных им пород. Народнохозяйственные средства, вложенные в строительство горно-обогатительных фабрик и рудников, окупятся за короткий срок (в течение 2—3 лет) и сразу же начнут приносить прибыль. В связи с этим научно-исследовательским

и проектирующим организациям республики следует основательно заняться вопросами обогащения и технологии получения стекольного, керамического, огнеупорного и абразивного сырья из полевошпатовых руд указанных месторождений.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРУНДА, СВЯЗАННЫЕ СО ЩЕЛОЧНЫМИ ПОРОДАМИ

Корунд в промышленных скоплениях встречен пока лишь в щелочных породах Есильского массива, а в породах других интрузивов он установлен в виде акцессорных примесей (от следов до 3—5 г/т). Примерная площадь корундоносных сиенитов (нефелиновых и либнеритовых) на участке Таскудук измеряется в 0,5 км² при среднем содержании корунда 5—10%. Если даже взять среднее содержание его 5%, то и тогда запасы корунда до глубины 100 м будут составлять 6,25 млн. т. По перспективным запасам корунда описываемое месторождение занимает одно из первых мест в мире. Следовательно, имеет практический смысл организация здесь специальных поисково-разведочных работ на корунд.

Размеры кристаллов корунда от 0,05 до 3 и 5 мм при среднем значении 0,5—1 мм. Минералогия, химизм и способы обогащения корунда этого месторождения почти не изучены, поэтому, естественно, требуется постановка здесь специальных научно-исследовательских работ в 1973—1975 гг.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МУСКОВИТА-ЛИБЕНЕРИТА В ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВАХ

Мусковит-либнерит образует промышленные скопления во многих месторождениях нефелин-лейцитовых руд Казахстана. Но максимальное развитие его отмечено лишь в пяти массивах — Есильском, Косистекском, Борсыксайском, Карсакпайском и Абаевском. Среднее содержание калиевой слюды в породах этих месторождений составляет 30% объема породы. Средний химический состав мусковита-либнерита (%): SiO₂—42,5, Al₂O₃—38,1, K₂O—8,7, Na₂O—6. Мусковит-либнерит почти во всех случаях ассоциирует с нефелиновыми породами, замещая минералы фельдшпатоидной группы и слюд (биотита, флогопита), образуя либнеритовые и эпилейцитовые сиениты вместо исходных нефелиновых и лейцитовых пород.

Либнеритовые (эпинефелиновые) и эпилейцитовые (по составу те же нефелиновые) сиениты, а также эпилейцитовые фонолиты Казахстана могут использоваться в керамической и стекольной промышленности. Как высококалийевый (K₂O=9—12%) и высокоглиноземистый материал они могут стать полноценными заменителями полевых шпатов в производстве электро- и радиотехнического фарфора, тонкой и грубой керамики. По минералогическому составу (калишпат 60—70%, либнерит 30—40%) эти породы как сырье для фарфоро-фаянсовой промышленности не уступают (если не превосходят) «фарфоровым камням» КНР, КНДР и Японии, издавна разрабатываемым этими странами как высококачественное керамическое сырье. Помимо указанных отраслей (алюминиевой, химической и керамической), либнерит (серицит-мусковит) найдет применение в качестве слюдяного порошка при изготовлении слюдянитовой бумаги, электроизоляционные свойства которой не уступают крупнопластинчатым слюдам, а также при изготовлении огнестойких строительных материалов и т. д. (Нурлыбаев, 1967).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРМИКУЛИТОВ, СВЯЗАННЫЕ СО ЩЕЛОЧНЫМИ МАССИВАМИ

В Казахстане месторождения вермикулита обнаружены во многих пунктах — в Кокшетауской (Красный Май, Барчинское и др.), Семипалатинской (Ортен, Акшатау и др.), Карагандинской (Борлы, Кенерлау и др.), Чимкентской (Жиланды, Ирису, Машат, Кулантау, Боролдайская группа), Актюбинской (Борсыксай, Карасор, Косистек и др.) и Тургайской (Талатбай, Шинсай и др.) областях. Очевидно, этими известными пунктами список вермикулитовых месторождений Казахстана не исчерпывается. Наша республика располагает громадными запасами вермикулитового сырья, исчисляющимися в сотни миллионов тонн, особенно в тех областях, где широко развиты щелочные биотитовые пироксениты, биотитовые перидотиты, мондониты и щелочные сиениты, а также биотитовые и двуслюдяные гнейсы допалеозоя (Мугоджары, Улутау-Ишим-Кокшетауский, Чингиз-Тарбагатайский и др. районы), часто являющиеся вмещающими породами щелочных формаций.

ЕСИЛЬСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЕРМИКУЛИТОВ

В эту группу входит ряд месторождений и рудопроявлений вермикулита, встречаемых в районе Ишимской Луки и пространственно тяготеющих к Есильскому (месторождения Талатбай, Тасоткуль, Баландысай и др.), Шинсайскому (Шинсайское) и другим массивам. Суммарная площадь вермикулитоносных пород на четырех месторождениях или участках составляет свыше 3 км². Содержание вермикулита в коре выветривания по щелочным породам равно от 10 до 40% при среднем значении его до 15%. Мощность вермикулитоносной коры колеблется от 3 до 40 м, в среднем составляя 10 м. Геологические запасы вермикулита исчисляются в 11,25 млн. т.

Наиболее крупным по запасам и удобным с точки зрения геолого-экономического положения является Талатбайское месторождение, заключающее около $\frac{2}{3}$ объема запасов вермикулита. Это месторождение выявлено нами в 1959 г. на площади Есильского щелочного массива (ишимский магматический комплекс), где оно приурочено к линейной коре выветривания на площади развития пироксен-биотитовых сиенитов (с содержанием биотита 15—30%) и конгресситов (биотит 25—50%) в зоне крупных тектонических нарушений северо-восточного простирания с многочисленными оперениями. Кора выветривания прослеживается в близмеридиональном направлении на расстояние до 2 км. Характеризуется месторождение интенсивной дезинтегрированностью пород, прослеживающейся на глубину 42 м по скважинам. В пределах зоны породы превращены в слабо сцементированные ржаво- и грязно-бурые разности, нередко в рыхлую сыпучую массу пестроцветного облика. Слюда в них нацело гидратирована и представляет собой типичный золотисто-желтый вермикулит. К северо-западу и юго-востоку от этой зоны степень гидратации слюд постепенно уменьшается. Примерная площадь распределения вермикулитсодержащих пород на участке Талатбай около 2 км² (между фенитовой сопкой и колодцем Таскудук). Однако проявления вермикулита не ограничиваются этим участком. На площади массива выделяется несколько перспективных участков с промышленным содержанием вермикулита: Тасоткульский, Северо-Кубасадырский, Ащилысайский, Кенский и др.

Для проявления Талатбай свойствен вкрапленный тип вермикулита. Это разобщенные между собой обособления его размером от 1 до 5 мм. Содержание вермикулита в выветрелых породах колеблется от 5 до 40% при среднем значении его 20%. В составе коры выветривания, содержащей вермикулит, отмечаются либнерит, лимонит, эпидот, кальцит, хлорит, апатит, магнетит. Вермикулит в породах представлен обычно мелкими чешуйками или пластинчатыми агрегатами с совершенной спайностью по (001) со средними размерами отдельных индивидов 0,2—2 мм, редко 3—4 мм.

Таким образом, в пределах Есильского массива щелочных пород мы имеем значительное по площади распространения месторождение вермикулита с промышленным содержанием его 10—40%, в среднем 15—20%, отвечающее кондициям, утвержденным для Ковдорского месторождения. По составу описываемый вермикулит сходен с вермикулитом средних (5—10 мм) и мелких фракций (0,5—4 мм) Ковдорского месторождения. Вермикулит Талатбайского месторождения после простого обогащения слюды в принципе может использоваться в жилищном и промышленном строительстве (изготовление панелей, настилов, цементно- и гипсово-вермикулитовых штукатурок), в производстве красок, мягких кровельных материалов, а также как наполнитель и химический реагент. Вермикулит простого помола может применяться как удобрение в сельском хозяйстве.

ВЕРМИКУЛИТОВЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО И СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

Вермикулитовые проявления и месторождения в Центральном и Северном Казахстане выявлены в районах выходов Карсакпайского, Талдысайского, Шолаксандыкского, Конырсуйского, Шунакского, Шумекского, Красномайского, Барчинского, Боровского и других щелочных массивов. Вермикулиты Красномайского и Барчинского массивов подробно описаны И. А. Ефимовым и Л. Г. Косинцевой (1968). Другие проявления вермикулитов, выявленные нами в Центральном Казахстане, почти не изучены, требуют постановки специальных ревизионно-оценочных работ.

ВЕРМИКУЛИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА (ЧИМКЕНТСКАЯ ОБЛАСТЬ)

На площади Ирисуйского, Каиндинского и других щелочных массивов Жабалгинских гор широко развита гидратированная кора выветривания с промышленными скоплениями вермикулита.

Вермикулитовые проявления на площади Ирисуйского массива приурочены к коре выветривания, где они имеют мощность от 5 до 10—25 м. Содержание вермикулита в коре составляет 5—20% при среднем значении 10%. Вермикулитовая кора развивается по биотитовым пироксенитам и монцонитам. Суммарная площадь вермикулитового участка равна около 0,5 км². При средней глубине вермикулитовой коры 20 м ориентировочные запасы этого ценного сырья оцениваются в 2,5 млн. т. По своему составу ирисуйский вермикулит может быть сравним с вермикулитом средних (5—10 мм) и мелких фракций (0,5—4 мм) Ковдорского месторождения. Вермикулит после механического обогащения может применяться в строительстве, в химической промышленности и как калий-магнезиальное удобрение в сельском хозяйстве.

По нашим данным, промышленные концентрации вермикулита не ограничиваются этим участком. На западном, юго-западном и центральном участках щелочного массива мощность гидратированной коры с вермикулитом, очевидно, составляет более 20 м.

Вермикулитовые месторождения, связанные с Каиндинским интрузивом (Улькен и Кши-Каинды), небольшие по масштабам и вряд ли в ближайшее время будут представлять промышленный интерес.

На площадях щелочных эффузивов Машатской впадины также отмечены вермикулитовые проявления. Как известно, Машатский щелочной массив включает в себе как эффузивные, так и плутонические фации. Вермикулитизация здесь в основном связана с местоположением интрузивных пород — шонкинитами, биотитовыми монцонитами и эссекситами. Вермикулитоносные зоны и участки имеют площадь 100×500 , 200×500 и 1000×500 м. Ориентировочные запасы вермикулита ($0,5 \text{ км}^2$ при глубине 10 м) около 2,5 млн. т.

В районе развития щелочных пород Боролдайских гор вермикулиты имеют промышленные концентрации только на площади двух массивов — Жиландинского и Боролдайского.

Жиландинское месторождение вермикулита находится в нескольких километрах к северо-западу от с. Кулан. Среди известняков и сланцев нижнего палеозоя (См) расположено 4—5 небольших штокообразных тел щелочных габброидов — монцонитов, биотитовых сиенитов, местами доходящих до оливиновых габбро (кенталленитов и др.). В приконтактных участках этих тел и на площади их развивается гидратированная кора с вермикулитом. Мощность коры 5—30 м. Содержание вермикулита в коре 3—10%, реже 20%. Ориентировочная площадь вермикулитовой минерализации на данном месторождении составляет 500×50 м.

Боролдайское месторождение вермикулита находится на водоразделе р. Кулан (Боролдайские горы), в десяти километрах к северу от с. Высокого. Вермикулитовая кора развивается здесь по щелочным (лепидомелан-мусковитовые и альбитовые сиениты, биотитовые пироксениты, монцониты) породам. Среди метаморфических пород нижнего палеозоя имеются два небольших штока щелочных сиенитов (1500×400 м) дайкообразной морфологии. Ослюденение наблюдается как по выветрелой поверхности интрузивов, так и по их экзоконтактным участкам. Общая площадь вермикулитовой коры 700×500 м при мощности ее от 1,5 до 15 м. Запасы вермикулита, оцененные нерудной партией ЮКГУ в 1965 г., достигают почти 1 млн. т.

Несколько месторождений вермикулита (Бадамское, Ортабасское, Угамское и др.) находится на площади развития щелочных пород Каржантау-Бадамской и Угамской зон. Они еще не изучены. Следует отметить, что здесь, по геолого-петрологическим и структурным данным, масштабы вермикулитизации значительно больше. Стало быть, потенциальная возможность их гораздо шире, чем в Жабалинских и Боролдайских горах. Помимо прочего, эти зоны находятся в более благоприятных геолого-экономических условиях.

ВЕРМИКУЛИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Вермикулитовая минерализация часто встречается на участках развития щелочных плутонитов-монцонитов, биотитовых и щелочных сиенитов с биотитом, лепидомеланом, флогопитом и др. Поскольку в

этой зоне насчитывается свыше 50 щелочных массивов, то и количество вермикулитовых проявлений здесь также значительно. Приводим краткое описание лишь двух месторождений вермикулита — Калгуттинского и Ортенского.

Месторождение **К а л г у т т ы** (Акшатау) находится в нескольких километрах к северо-западу ($290-300^\circ$) от центральной усадьбы совхоза, на левом берегу р. Калгутты. Вермикулитовый участок имеет площадь $2,5 \times 0,5$ км. На местности участок минерализации выражен в виде широкого (0,5 км) логообразного понижения, приуроченного к контактовой зоне между щелочными (биотитовыми) сиенитами, с одной стороны, и апогранитами — с другой. Мощность вермикулитоносной коры на участке, по-видимому, измеряется в 5—15 м, если считать от уреза р. Калгутты до месторождения. Вермикулит мелкочешуйчатый (1—5 мм), золотисто-желтый, коричневый. Содержание его в коре от 5 до 30% при среднем значении 10—12%. Прогнозные запасы до глубины 10 м на участке 2000×500 м при среднем содержании 10% составляют около 2,5 млн. т. Месторождение перспективное, требует специальной проверки. Особенно интересна его средняя часть, где расположена центральная усадьба совхоза. Здесь щелочные сиениты контактируют с гранодиоритами и сиенодиоритами. На участке 4×1 км под суглинками (1,5—3 м) залегает кора выветривания по щелочным сиенитам с достаточно высоким содержанием вермикулита (10—20%). Месторождение выявлено нами в 1966 г. Не изучено.

Вермикулиты встречены и в районе сложного Батпакского вулканоплутона (южнее Калгуттинского месторождения), в интрузивах Кусакском, Шубартау, Коктаьльском и др., на территории Аягуз-Шубартауского района. Общие геологические запасы их на территории Аягуз-Шубартауского района огромные — свыше десяти миллионов тонн.

Вермикулитовое проявление **О р т е н** расположено к западу от одноименной зимовки, в северном экзоконтакте Абаевского нефелинового интрузива (между сиенодиоритами Бакшокинского массива и щелочными сиенитами Абаевского интрузива). Размер минерализации $3 \times 0,5$ км. По монцонитам (?), содержащим до 10—15% биотита, развивается кора выветривания с вермикулитом мощностью 3—10 м. Среднее содержание вермикулита 6—8%. Минерал зеленовато-коричневый, ржаво-бурый и золотисто-желтый, мелкочешуйчатый. До глубины 5 м, где среднее содержание вермикулита составляет 5%, запасы его ориентировочно могут быть определены в 1 млн. т. Месторождение выявлено нами, не изучено, требует проверки.

АЛЬБИТИТЫ И АПОГРАНИТЫ

На обследованной территории Казахстана встречены многочисленные массивы альбитизированных гранитов (апогранитов) и альбититов. В Чингиз-Тарбагатайской зоне альбитизированные граниты отмечены на левобережье р. Калгутты, в Батпакском, Догаланском, Бакшокинском и других массивах. Минералогический состав апогранитов (%): белый альбит — 60—70, кварц — 30—35, калишпат, мусковит и рудный.

В Южном Казахстане альбититы и альбитизированные породы широко развиты в Боролдайских горах (массивы Жиланды, Сартур и др.). Запасы их вполне достаточны для удовлетворения сырьем стекольно-керамических заводов Южного Казахстана. Химический состав альбититов (%): $\text{SiO}_2=64,54$, $\text{Al}_2\text{O}_3=20,05$, $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}=1,1$,

$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 7,5$, $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} - 1,3$. Альбитизированные сиениты имеют следующий химический состав (%): $\text{SiO}_2 - 58,4$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 17,5$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 9,5$, $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} - 3,00$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 5,3$.

Альбититы могут использоваться в стекольной промышленности, запасы их на одном лишь месторождении (Боролдайском) ориентировочно составляют около 50 млн. т ($500\,000 \times 50$ м глубины = 25 млн. м³). Потенциальные возможности их безграничны. Кроме того, как полевошпатовые материалы они могут найти применение в керамической, стекольной и петругической промышленности.

В Карсакапай-Улутауском районе самым крупным апогранитовым массивом является Сабасалдинский площадью свыше 300 км². Площадь интенсивно альбитизированных гранитов составляет здесь около 50—60 км² (Нурталманское месторождение). Средний химический состав апогранитов, по нашим данным, таков (%): $\text{SiO}_2 - 73,54$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,89$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 19,99$, $\text{K}_2\text{O} - 4,1$, $\text{Na}_2\text{O} - 4,0$, что характеризует их как полноценное кварц-полевошпатовое сырье (II и III сорт по ГОСТу 13 451-68) для стекольной промышленности. Обогащенные апограниты могут дать полевошпатовое и кварц-полевошпатовое сырье для тонкой и бытовой керамики, а также для абразивной и стекольной промышленности и т. д.

Нурталманское месторождение апогранитов расположено недалеко от железнодорожной станции Аркалык, поэтому в ближайшем будущем оно должно быть причислено к разряду первоочередных объектов минерально-сырьевых ресурсов вновь организованной Тургайской области.

В Кокшетауском регионе из апогранитов наиболее крупным является Зерендинский плутон. На отдельных участках его альбитизированные граниты составляют большие площади (5—10 км²).

АПАТИТОВЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ СО ЩЕЛОЧНЫМИ МАССИВАМИ

Апатит — характерный акцессорный минерал щелочных магматитов. Он встречается во всех без исключения типах щелочных пород Казاخстана, однако промышленные его содержания (1—20%, при среднем 5—10%) накапливаются лишь в отдельных типах этих пород (биотитовые пироксениты, щелочные базальтоиды, серпентинизированные пироксениты, перидотиты и другие).

АПАТИТОВЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ СО ЩЕЛОЧНЫМИ ПОРОДАМИ ЖАРКАИНАГАШСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (ИШИМСКАЯ ЛУКА)

В жаркаинагашском магматическом комплексе наиболее обогащены апатитом породы Шолаксандыкского (Масальского) и Тасоткульского интрузивов. В их биотитовых пироксенитах содержание апатитов колеблется от 1 до 11% объема породы при среднем значении его 5%. Как показывает химический анализ породы, P_2O_5 в ней варьирует от 0,9 до 3 вес. %.

Геологические запасы апатита в щелочных массивах Ишимской Луки нами ориентировочно оцениваются более чем в 30 млн. т (до глубины 100 м при площади 2 км²), а перспективные запасы — до 300—500 млн. т. Особенно интересны в смысле нахождения новых апатитовых проявлений или промышленных месторождений щелочные породы Кенского, Кенталдысайского, Шинсайского и других массивов, а также новые щелочные плутоны Улутау-Ишимского региона, до сих пор не вскрытые.

АПАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ СО ЩЕЛОЧНЫМИ ПОРОДАМИ КРАСНОМАЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Промышленные скопления апатита (1—20% объема породы) отмечены на площади Барчинского, Красномайского и Шагалинского (Южно-Красномайского) интрузивов. Апатиты этих месторождений перспективно оценены Ю. М. Зориным и И. А. Ефимовым (1968). По их подсчетам суммарные запасы апатита Красномайской группы месторождений до глубины 100 м составляют 115 млн. т. Содержание P_2O_5 в апатитоносных породах комплекса варьирует от 1,30 до 30%.

Мы считаем, что апатитовые проявления гораздо шире развиты на западном, юго-западном и юго-восточном флангах красномайского комплекса (район Шалкарского, Златогорского, Дубровского, Чеховского, Цуриковского, Чкаловского и др. массивов).

АПАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОКШЕТАУ-БОРОВСКОГО РАЙОНА

В районе самих Кокшетауских гор, вокруг Боровского гранитоидного плутона, размещается серия интрузивных тел (более 30) альгипербазитового состава — от слюдяных перидотитов до щелочных пироксенитов и серпентинитов. Многие из них оконтурены магнитными аномалиями, незначительная часть — горными выработками. Все геолого-геофизические работы здесь проводились либо с целью картирования, либо поисков силикатного никеля или других металлических руд, а на апатит и тем более на карбонатиты с редкими землями они специально не ставились.

Как показывают результаты единичных химических анализов щелочных пироксенитов интрузивов Токтыаул, Котырколь, Жаната-лап, Восточно-Жукейский и др., эти породы обладают довольно высоким содержанием фосфорного ангидрида (P_2O_5) — от 3 до 12% вес. Кроме того, в образцах и шлифах их обнаружены значительные содержания апатита — от 5 до 20 об.%. Следовательно, перед нами аналоги пород красномайского комплекса или даже Кольского полуострова. Геолого-геофизическими исследованиями вокруг Боровского и Жукейского гранитных плутонов выявлено около 30 интрузивных тел альгипербазитового состава, очевидно, столько же еще не вскрыто. Ориентировочно площадь щелочных пироксенитов и других апатитоносных пород Кокшетау-Боровского региона считается равной 5 км² со средним содержанием апатита 10%, тогда до глубины 100 м запасы его составят 160 млн. т, а до глубины 200 м — 320 млн. т.

АПАТИТОВЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ЧИМКЕНТСКОЙ ОБЛАСТИ

На площади развития щелочных пород аксу-бадамского комплекса апатитовая минерализация известна с пятидесятых годов благодаря геолого-геофизическим работам ЮКГУ. Апатит-магнетитовые руды приурочены к щелочным эффузивам Машатской впадины (правобережье р. Даубаба) и встречаются в виде жил и прожилков мощностью от нескольких сантиметров до 0,5—1 м. В жилах апатит приурочен к зальбандам, где он образует удлиненные и призматические кристаллы до 3—20 мм, которые нарастают перпендикулярно к контактам. Апатитовые зерна включены в мелкозернистый магнетитовый агрегат, слагающий среднюю часть жил и прожилков, т. е. образуется типичный штокверк тонких прожилков. Среди машатских щелочных базальтоидов (лейцит-пироксеновые порфириды, тефрито-базальты и т. д.) выявлено около десяти локальных магнитных аномалий (от 0,5 до 1—

2 км²) интенсивностью от 3 до 15 тыс. гамм, большинство из которых не проверено. Причем, всюду наблюдается апатит-магнетитовая минерализация. Содержание апатита от 0,5 до 10%. Перспективные запасы при среднем содержании на площади 0,5 км² до глубины 100 м составляют 6,3 млн. т.

Кроме Машатской впадины, апатитовые проявления, более крупные по размерам и запасам, чем машатские, предполагаются на площади Боролдайских и Каржантауских гор.

АПАТИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЗАЙСАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Апатито-магнетитовая минерализация здесь была выявлена геологами ВКГУ в 1967—1969 гг. среди эффузивов Маркакольской зоны, где она приурочена к участку интенсивного гидротермального изменения. Апатит-магнетитовые проявления залегают в виде жил, прожилков и вкрапленников среди измененных щелочных базальтоидов (вероятно, лейцитовых и нефелиновых базальтов, нефелинитов и пироксенитов?) типа Красномайского и Машатского месторождений. Специально на апатит это месторождение не изучалось.

Таким образом, наличие в Казахстане палеозойских щелочных пород, являющихся возрастными аналогами хибинских, включающих крупнейшие месторождения апатита, должно привлечь к себе внимание специалистов. Помимо пироксенитов, апатитом обогащены эндоконтактные зоны нефелин-сиенитовых интрузий с фенитовыми ореолами и пироксен-микроклиновыми жилами. Однако апатит здесь выступает не как породообразующий минерал, а как акцессорный компонент.

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ КАЗАХСТАНА КАК СТРОИТЕЛЬНОЕ И ПЕТРУРГИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Щелочные базальтоиды как активные минеральные добавки и заполнители бетонов. Широкое развитие стекловатых разностей среди щелочных вулканитов Казахстана (Есильское, Актаское, Конырсуиское, Баянаульское, Семейтауское, Абаевское, Аксуатское, Машатское, Бадамское и другие месторождения) предопределило возможность их использования в качестве активных минеральных добавок. Химическими анализами установлено, что содержание активного кремнезема в щелочных вулканитах варьирует от 1,30 до 3,70%, растворимого глинозема — от 4,5 до 19%. Особенно интересны сильно измененные (либнеритизированные, цеолитизированные, альбитизированные и т. д.) и разложенные эффузивы — лавы и туфы. Чем интенсивнее разложены пирокластические эффузивы, тем большей активностью обладает сырье. Активные минеральные добавки широко используются при производстве пуццолановых портланд-цементов, применяемых в гидротехническом строительстве.

Геологические запасы щелочных эффузивов Казахстана — минеральных добавок для различных типов цемента — исчисляются миллиардами тонн. Причем в двух месторождениях — Семейтауском и Даубабинском — щелочные базальтоиды разведаны с подсчетами активных запасов и разрабатываются цементной промышленностью республики с 1963 г. Теперь на очереди детальная разведка и затем освоение щелочных эффузивов Есильского, Бадамского, Конырсуиского, Аксуатского, Абаевского и других щелочных массивов.

Щелочные пирокласты — лейцититы, лейцитовые, ортоклазовые и нефелиновые базальты, тефриты и фонолиты-трахиты — являются хорошими заполнителями бетонов. Правильный подбор заполнителей, занимающих до 70—90% объема обычного бетона, позволяет изменять в широких пределах свойства бетонной смеси и собственно бетона и заметно влияет на снижение их себестоимости. В этом отношении туфы, туфобрекчи и туфоагломераты щелочных эффузивов Казахстана как высококачественные природные заполнители (тяжелые и легкие) в будущем должны занять достойное место в ряду минерально-сырьевых ресурсов республики.

Щелочные эффузивы Казахстана — сырье для каменного литья (петрургии). Петрургические изделия, производимые путем плавления природных горных пород с последующей кристаллизацией расплава в специальных формах, обладают рядом важнейших качеств: высокой прочностью, устойчивостью против минеральных кислот и щелочей, крепостью на истирание и низкой электропроводностью и т. д.

Для каменного литья пригодны основные эффузивы (в данном случае щелочные базальтоиды), содержащие 43—55% SiO_2 , 10—20% Al_2O_3 и 15—20% $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO}$. Этим требованиям отвечает большинство эффузивов альбазитовой формации Казахстана (Есильское, Конарсуйское, Кокшетауская и Баянаульская группа, Машатское, Абаевское, Аксуатское, Бадамское и другие месторождения). Из значительного числа месторождений альбазитовых эффузивов Казахстана пока разведано лишь несколько (Семейтауское, Прибалхашское, Даубабинское и др.), остальные требуют постановки геологоразведочных работ. Прогнозные запасы камнелитейного сырья в республике практически исчерпаемы.

Щелочные базальтоиды — сырье для производства минеральной ваты. Минеральная вата и изделия из нее (войлок, плиты и др.) благодаря их малой теплопроводности широко применяются в промышленном и жилищном строительстве для утепления стен, для тепловой изоляции трубопроводов и оборудования, а из-за малой звукопроводности — в качестве звукоизоляционных материалов и т. д.

Вещественный состав и технологические свойства некоторых щелочных эффузивов Казахстана (месторождения Семейтауское, Даубабинское и др.) показали пригодность их в качестве сырья для производства минеральной ваты. Запасы щелочных базальтоидов в указанных месторождениях чрезвычайно велики.

ЩЕЛОЧНЫЕ МАГМАТИТЫ КАЗАХСТАНА — АГРОНОМИЧЕСКИЕ РУДЫ

Щелочные породы Казахстана содержат очень ценные для растений калий, магний, натрий, алюминий, кремний, марганец, фосфор и другие макро- и микроэлементы. Особенно важен калий, количество которого в щелочных породах Казахстана колеблется от 5 до 15% (в виде окиси калия). Положительные свойства щелочных пород Казахстана как калийных удобрений для повышения урожайности зерновых и овощных культур доказаны Всесоюзным институтом зернового хозяйства в Шортанде (Нурлыбаев, 1964, 1965, 1967).

Помимо калия, в щелочных магматитах содержатся агрономические микроэлементы: фосфор, марганец, медь, цинк, кобальт, свинец, бор, титан, хром, никель, ванадий, молибден и редкие металлы. И в этом отношении щелочные магматиты республики должны найти широкое применение в сельском хозяйстве как сложное калиевое микро-

удобрение. Наконец, нефелиновые и лейцитовые породы Казахстана вполне могут использоваться для химической мелиорации кислых почв вместо известкования и т. д.

Для решения вопроса о пригодности щелочных пород республики в качестве сложных калий-фосфатных удобрений с набором определенных микроэлементов необходимо провести специальные опыты на существующих сельскохозяйственных станциях Министерства сельского хозяйства КазССР.

Запасы агроруд в щелочных магматитах Казахстана неограничены.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕОЛИТОВЫХ РУД, СВЯЗАННЫЕ СО ЩЕЛОЧНЫМИ ПОРОДАМИ

Цеолиты — водные алюмосиликаты натрия, обладающие важнейшими техническими и физико-химическими свойствами, благодаря которым они нашли широкое применение при глубокой осушке газов и жидких смесей, в адсорбционных насосах в качестве катализаторов при крекинге нефти и т. д. В нашей стране до сих пор применяются искусственные цеолиты, в то время как за рубежом с большим экономическим эффектом используются природные цеолиты. Широко развитые как в вулканитах, так и в плутонитах щелочных массивов Казахстана (Бадам, Машат, Ирису, Каинды, Есиль, Абаевский, Борсыксай, Карасор, Косистек и др.) цеолиты и цеолитизированные породы могут быть рекомендованы в качестве ценных заменителей искусственных цеолитов.

Геологические запасы натролитовых цеолитов в одном только Есильском массиве до глубины 100 м превышают 10 млн. т. Общие запасы цеолитовых минералов (натролит, томсонит, филлипсит, шпреустейны и др.) в шести-семи месторождениях Казахстана исчисляются десятками миллионов тонн.

НЕФЕЛИНОВЫЕ РУДЫ КАЗАХСТАНА — СЫРЬЕ ДЛЯ СТЕКОЛЬНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

В последнее время у нас в стране, а за рубежом уже давно (США, Канада, Чехословакия) нефелиновые руды широко применяются в стекольной промышленности как полноценные заменители полевых шпатов. По содержанию щелочей и глинозема нефелин-фонолитовые породы за рубежом считаются самым лучшим сырьем для стекольной промышленности. Известное канадское месторождение нефелиновых сиенитов Блю-Маунтин вот уже свыше 30 лет служит основной сырьевой базой стекольной промышленности США и Канады. В стекольном производстве полевой шпат употребляется как источник глинозема (Al_2O_3), повышающего прочность и химическую стойкость стекла. Кроме того, в нефелин-полевошпатовой породе в достаточном количестве (10—20%) содержатся щелочи (Na, K), которые заменяют при варке стекла дорогостоящие соду (Na_2CO_3) и поташ (K_2CO_3).

По химическому составу полевые шпаты нефелиновых пород Казахстана относятся к высококачественным и соответствуют техническим требованиям ГОСТа 7030-67. Для стекольной промышленности нефелин-лейцитовые породы Казахстана представляют собой оригинальное сырье, являющееся одновременно источником кремнезема, глинозема и щелочей. Щелочные и нефелиновые породы обследованных месторождений представлены как натровыми (нефелин-альбитовые, альбитовые) и калий-натровыми (нефелин-калишпатовые), так и

существенно калиевыми (ортоклаз-микроклиновые) разновидностями. Поэтому в зависимости от спроса можно производить чисто натровые (для изготовления оконного и бутылочного стекла) или калий-натровые полевые шпаты (для получения бесцветного, декоративного, оптического стекла и ситаллов).

Исходное сырье для стекловарения из нефелиновых руд можно получать несколькими способами. Из натуральных необогащенных или флотированных нефелин-сиенитовых и фонолитовых пород вырабатывают нефелиновые и полевошпатовые концентраты, используемые как стеклообразующие и содовые компоненты.

При комплексной переработке этих концентратов или нефелиновых пород как алюминиевых руд в качестве побочного продукта образуется большое количество содово-поташной смеси, соды и поташа, непосредственно идущих на производство различных сортов стекла, хрустала и ситаллов.

Из нефелиновых шламов после отделения глинозема и щелочей можно изготавливать бутылочное стекло и минеральную вату.

Производство бутылочного стекла и минеральной ваты из нефелинового шлама после извлечения глинозема и щелочей является исключительно эффективным, так как сырье получается попутно, представляя собой отходы производства. По заключению специалистов, стекло и минеральная вата из нефелинового шлама по качеству не уступают полученным из другого сырья (Пономарев и др., 1965). Главное достоинство этого метода заключается в том, что мы можем свободно регулировать потребление нефелинового шлама — часть его идет для производства портланд-цемента, а часть — для получения стекла и минеральной ваты. Использование нефелинового (отвального) шлама после переработки нефелиновых руд по гидрохимическому методу для производства тарного стекла и особенно минеральной ваты значительно повышает рентабельность основного глиноземного и химического производства.

При химическом обогащении нефелиновых руд (способ армянского ученого-химика М. Г. Манвеляна) образуется метасиликат натрия — $\text{Na}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ и H_2O . Затем из этого продукта получают необычайно чистый кремнезем и новый материал — «ереванит» — высококачественное сырье для стекольной промышленности.

Ереваниты — это совершенно новое в мировой практике стекольное сырье экстра-класса, отличающееся исключительно высокой чистотой. Примерный химический состав ереванитов (марки «10» и «25») колеблется в следующих пределах (%): SiO_2 — от 72,5 до 83,2, Na_2CO_3 — 9,1—22,4, Na_2SiO_3 — 0,0—0,3, K_2CO_3 — 0,4—0,8, H_2O — 4—5.

Этот химикат представляет собой белый зернистый порошок с объемным весом 1,35—1,4 г/см³, в котором содержится гомогенно связанная окись чистого аморфного SiO_2 и соды (9—40%). Такое исходное, довольно чистое сырье для стекла обычным механическим смешиванием естественных кварцевых песков и соды получить практически невозможно. Ереваниты являются очень ценным сырьем для производства хрустала, высококачественной сортовой, химической, парфюмерной и другой посуды, оптического и, что особенно важно, фиолетового бактерицидного листового стекла.

Чистый кремнезем (SiO_2 94%, H_2O до 6%), как и ереванит, является стекольным сырьем, но еще более высокого класса, предназначенным для производства оптического, кварцевого и специального стекла. В последние годы из кремнезема получают высококачественные полупроводники.

Повышенное содержание окиси алюминия в щелочных породах Казахстана позволяет производить из них ситаллы, так как увеличение Al_2O_3 способствует и кристаллизации стекла. Стекло с тонкокристаллической структурой (ситаллы) по своим физико-химическим свойствам намного превосходит все известные материалы — оно тверже углеродистой стали и легче алюминия, по химической стойкости и износостойкости превосходит почти все используемые в современной технике вещества, не боится очень высоких температур. Ситаллы являются универсальным конструкционным материалом, способным заменить металлы. Из ситаллов можно отливать стенные панели, станки, облицовочные плиты, детали машин. Они могут применяться в качестве теплоизоляционных материалов, из них можно изготавливать трубы различного назначения, жаропрочную посуду и даже мебель.

Основным сырьем для производства кристаллического стекла могут служить обычные изверженные породы — перлиты, витрофиры, комендиты, трахиты и т. д., запасы которых в Казахстане неисчерпаемы. Положительные результаты проведенных исследований дают основание сказать, что настала пора в Казахстане организовать свою крупную стекольно-керамическую и петроситаллургическую промышленность, т. е. производство различных видов керамики, стекла, хрусталя, ситаллов и изделий из них, стекловолокна, стеклопластиков и т. д.

Создание петругической, стекольно-керамической, ситаллургической отраслей промышленности в Казахстане экономически оправдывает себя, так как позволит получать дешевые и прочные материалы и намного улучшит технологический процесс предприятий горнодобывающей и перерабатывающей промышленности республики. Это значит, что мы сможем снизить себестоимость продукции решающих отраслей промышленности Казахстана — черной и цветной металлургии, т. е. снизить себестоимость производства меди, свинца, цинка, железа, титана, магния, алюминия и т. д.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Детальные геолого-петрографические исследования щелочных пород Казахстана были направлены на выяснение закономерностей проявления, площадного размещения, условий образования, минералогии и геохимии, а также на выявление различных видов полезных ископаемых, генетически и пространственно связанных со щелочным магматизмом этой чрезвычайно интересной петрографической провинции, одной из главных черт которой является широкое развитие в ней нефелиновых и нефелин-лейцитовых пород как в вулканических, так и в плутонических фациях.

I. Многолетние геолого-петрографические исследования щелочных пород Казахстана завершились составлением детальных геологических и структурно-петрографических карт около 30 важнейших нефелин-сиенитовых и щелочных массивов республики. Они привели к принципиально новым представлениям о закономерном размещении щелочных массивов в структурно-формационных зонах региона. Впервые для Казахстана установлено широкое развитие проявлений щелочного магматизма вообще, нефелиновых и нефелин-лейцитовых пород в особенности.

До начала наших работ было известно всего 5—7 нефелино-сиенитовых массивов, теперь число их увеличилось почти в 5 раз. А всего

щелочных массивов, включая и щелочно-гранитные, было известно 20, а в настоящее время — 200, причем многие из них впервые выявлены и изучены нами.

II. Щелочной магматизм Казахстана проявился в разное время — от докембрия до кайнозоя включительно, но наиболее полно и разнообразно он представлен в палеозойской истории региона. В палеозое выделяются два тектоно-магматических цикла: каледонский — от позднего протерозоя до среднего девона (продолжительность около 250 млн. лет) и герцинский — от силура до поздней перми (около 180 млн. лет). Щелочные породы сопровождают как каледонский, так и герцинский тектоно-магматические циклы.

III. В схеме классификации и формационного расчленения щелочных пород Казахстана (табл. 37), предложенной автором, выделяются три магматические формации — альгипербазитовая, альбазитовая и альгранитовая, заметно отличающиеся по условиям образования и принадлежности к определенным тектоно-магматическим циклам. При формационном расчленении щелочных пород Казахстана учитывались структурно-геологическое положение, петрографический состав естественных ассоциаций, особенности минералогии и геохимическая специализация, а также минералогия.

Магматическая формация, в понимании автора, объединяет большие генетические группы пород с учетом геолого-структурных особенностей, вещественного состава, геохимии и совокупности полезных ископаемых. В состав формации входят сложные и разновозрастные магматические (вулканоплутонические) комплексы, локализующиеся в различных, но обязательно однотипных геологических структурах, образовавшихся в сходных тектонических условиях и типичных для одной стадии тектоно-магматического цикла. Отдельные щелочные комплексы, являющиеся конкретным выражением соответствующей магматической формации в условиях определенного региона и времени, нередко характеризуются специфичными второстепенными признаками, которые при классификации магматических формаций здесь не учитываются. При систематике щелочных магматических формаций Казахстана принимались во внимание лишь главные устойчивые признаки, закономерно повторяющиеся в разновозрастных магматических комплексах, локализованных в различных структурно-формационных зонах.

IV. Устанавливаются следующие закономерности размещения щелочных пород выделенных магматических формаций Казахстана. Щелочные массивы альгипербазитовой формации в геолого-структурном отношении приурочены исключительно к областям допалеозойской консолидации, причем к зонам наиболее глубинных разломов, достигающих мантии Земли; альбазитовые массивы — к площадям каледонской, реже герцинской консолидации, где они нередко контролируются межформационными глубинными разломами планетарного типа (Таласо-Ферганский и Улутау-Ишимский разломы), а альгранитовые комплексы — в основном к участкам герцинской и реже каледонской стабилизации. Проявления щелочного магматизма альгипербазитовой формации (красномайский, жанатапский и жаркаин-агашский комплексы) связаны с тектонической активизацией древних срединных массивов (Улутау, Кокшетауская глыба и др.) в нижнем (С_m—O) или скорее всего в среднем (S—D₂) палеозое. Значения абсолютного возраста пород красномайского комплекса находятся в интервале 320—560 млн. лет. Возможно, что образование самых ранних щелочноземельных и субщелочных серий формации оторвано во времени и представляет самостоятельный магматический комплекс.

Щелочные комплексы альбазитовой формации Казахстана тектонически локализованы как в областях каледонской (ишимский, конырсуьский и шаншарский), так и герцинской (аксу-бадамский, семейтауский комплексы) консолидации. Характерным примером наиболее ранних проявлений постконсолидационного магматизма в каледонидах может служить ишимский магматический комплекс Жаркаинагашской зоны. Образование пород этого комплекса происходило в условиях тектонических перемещений, приведших к возникновению сложной системы взбросо-надвиговых и сбросо-сдвиговых нарушений, усложненных местами вулканической тектоники (кольцевые и радиальные трещины). Абсолютный возраст щелочных пород ишимского комплекса колеблется от 360 до 415 млн. лет, что отвечает среднему девону.

Альбазитовые массивы аксу-бадамского комплекса в Таласском Алатау располагаются на площади герцинской складчатой области и связаны с послегеосинклинальным периодом ее развития. Внедрения и излияния альбазитовых магм происходили в зоне тектонического контакта каледонид и герцинид Тянь-Шаня и широкого развития дизъюнктивных нарушений. Время образования комплекса считается нижнепермским, абсолютный возраст его 278 млн. лет (250—310 млн. лет). Породы семейтауского комплекса завершают позднегерцинский тектоно-магматический цикл Зайсанской эвгеосинклинали (230—260 млн. лет). Следовательно, щелочные комплексы альбазитовой формации Казахстана (существенно калиевого типа) формировались в течение длительного отрезка времени — от среднего девона (шаншарский, ишимский и конырсуьский комплексы) до среднего триаса (аксу-бадамский — P_1 , семейтауский — P_3-T_1 комплексы), а породы альгипербазитовой формации — в небольшой (10—15 млн. лет) отрезок геологического времени. Общими признаками всех комплексов этой формации являются сходный тектонический режим, вулканоплутонический характер образования, сложный состав слагающих их эффузивных и интрузивных пород и преимущественно калиевый тип химизма (лейцит-базальтовая и ортоклаз-базальтовая субформация).

Щелочные и нефелин-сиенитовые комплексы альгранитовой формации и Казахстана локализованы в областях каледонской и герцинской консолидации и всегда приурочены к зонам более или менее древних, многократно обновлявшихся глубинных разломов. Зоны разломов, контролирующие размещение интрузий альгранитовой формации Казахстана, имеют большую протяженность (300—600 км) и часто ориентированы согласно с общей структурой региона (Мугджары, Тургай, Улутай-Ишим-Кокшетауский, Чингиз-Тарбагатайский и другие регионы). Иногда альгранитовые массивы приурочены к границам структурных ярусов, как это отмечено на площадях Восточно-Мугджарского (борсыксайский и другие комплексы), Карсакпайского (актасский комплекс) и Чингиз-Тарбагатайского (ащисуйский, тобыктинский и другие комплексы) антиклинориев. Но и здесь плутониты связаны с разломами, создавшими эту границу. Щелочные массивы, размещающиеся в линейно-ориентированных зонах разломов, характеризуются трещинной, а на участках сочленения дизъюнктивов разных порядков и различного простирания — конической (Борсыксайский, Карасорский, Карсакпайский, Абаевский и др. массивы) морфологией. Таким образом, тектонические факторы играли решающую роль в образовании альгранитовых магм в условиях их подъема и формирования интрузий.

V. Выявленные закономерности распределения отдельных комплексов щелочных пород внутри каждой формации подкрепляются не

только возрастными соотношениями и приуроченностью к одним и тем же геотектоническим зонам эффузивных и плутонических их эквивалентов, но и общностью петрографического состава пород, особенностями пороодообразующих и аксессуарных минералов. Палеозойские (девонский и верхнепалеозойский комплексы) щелочные магматиты Казахстана в основном принадлежат к группе вулканоплутонических комплексов, сформировавшихся в гипабиссальных и приповерхностных условиях. В этом отношении особенно характерны эффузивно-интрузивные комплексы (ишимский, конырсуьский, аксу-бадамский и др.) альбазитовой формации. Глубина их становления не более 3—5 км от поверхности. В соответствии с условиями образования в составе формации выделяются породы различных фаций глубинности — интрузии гипабиссальные, приповерхностные субвулканические и вулканические, включающие жерловые и прижерловые фации. Комагматичность различных форм проявления щелочных пород подтверждается: а) приуроченностью плутонических, субвулканических и эффузивных образований к одним и тем же структурным зонам; б) наличием постепенных переходов между ними; в) близостью петрографических, минералогических, петрохимических и геохимических признаков. Все три щелочные формации Казахстана характеризуются довольно сложным составом. Достаточно сказать, что породы альбазитовой формации (аксу-бадамский, ишимский комплексы и др.) представлены двумя субформациями — лейцит-базальтовой и ортоклаз-базальтовой. Среди них отмечаются, но в резко подчиненном количестве, нормальные ультрабазиты и базиты, а также липарит-граниты щелочноземельной серии. По естественным петрографическим ассоциациям эти породы входят в состав соответствующих возрастных групп, каждая из которых образовалась в результате многократного, иногда пульсационного наложения магматических фаз.

VI. Детальные геолого-петрографические исследования щелочных формаций Казахстана позволяют по-новому представить возрастные (фазовые) соотношения пород в пределах конкретных массивов и комплексов. Все изученные щелочные комплексы провинции характеризуются сложным и многофазным строением. В красномайском комплексе выделяются четыре интрузивные фазы, в ишимском — три эффузивные (и столько же субвулканических) и четыре плутонические фазы внедрения и т. д. Многофазное (от 3 до 5 фаз) строение также характерно и для комплексов альгранитовой формации провинции. Показано, что при формировании тех или иных щелочных комплексов провинции в значительной степени вулканические фации предшествуют интрузивным, причем перерывы между ними в геологическом летоисчислении, по-видимому, незначительные (1—5, реже до 10—20 млн. лет). Обратные соотношения, т. е. сначала внедрение интрузивов, затем излияние эффузивов, среди исследованных комплексов пока не встречены, хотя наличие их допускается.

Из пород эффузивной фации внутри комплексов альбазитовой формации наиболее развиты щелочные базальтоиды (авгититы, лимбургиты, лейцитовые и ортоклазовые базальты, лейцититы, тефриты и др.), затем фonoлиты и щелочные трахиты (ишимский комплекс), трахиты и трахиандезиты (аксу-бадамский, конырсуьский, семейтауский и другие комплексы), а из плутонической — щелочные габброиды (эссекситы, кенталлениты, монзониты, малиньиты, пироксениты), щелочные сиениты и нефелиновые породы. Такой же сложный и многофазный механизм образования щелочных пород устанавливается и для интрузий альгранитовой формации. При полифазном развитии эволюция щелочного магматизма (эффузивного и интрузивного) для

всех трех формаций меняется от более основного к кислому, по степени щелочности — от нормальной щелочноземельной через известково-щелочную до щелочной серии. Подобное многообразие петрографических типов щелочных пород, вероятно, обусловлено не только процессами ритмичного поступления магматических расплавов разного состава из первичного очага, но и влиянием гибридности и контаминации боковых пород при воздействии на них щелочных магм, а также процессами метасоматического преобразования материнских пород.

VII. Автором впервые установлены вулканоплутоническая природа и концентрически-зональная морфология многих щелочных комплексов не только для массивов альгипербазитовой и альбазитовой формации, являющихся характерными типами платформенного или субплатформенного магматизма, но и для массивов альгранитовой формации (Борсыксай, Карасор, Абай, Карсакпай и др.), тектоническая обстановка которых наиболее соответствует орогенному или посторогенному этапу развития земной коры. Наличие кольцевых и конических структур и эффузивно-интрузивный характер проявления магматизма дают основание утверждать, что ко времени их образования во многих регионах Казахстана (Мугоджары, Восточный и Южный Казахстан) полностью закончилось геосинклинальное развитие.

VIII. По составу и физико-химическим свойствам главные породообразующие минералы щелочных пород отдельных формаций Казахстана заметно различаются (табл. 38). Полевые шпаты нефелиновых сиенитов альгипербазитовой формации принадлежат к определенным структурно-оптическим типам калишпатов, среди которых господствуют промежуточно-упорядоченные (степень триклинности колеблется от 0,65 до 0,87). В аналогичных породах альбазитовой формации калиевые полевые шпаты кристаллооптически менее упорядочены (в среднем 0,46—0,60 для ишимского комплекса и 0,55 — для нефелиновых сиенитов). Полевые шпаты нефелиновых пород альгранитовой формации более упорядочены ($\Delta=0,90—0,92$), чем в двух предыдущих формациях. Это отразилось на существенно микроклиновом (70—90%) составе калишпата с довольно высоким содержанием альбитовой (40—80%, в среднем 57%) молекулы.

Нефелины фельдшпатоидных пород трех щелочных формаций Казахстана по сравнению с полевыми шпатами резких отличий не имеют, но все же по изменению состава их довольно четко отбиваются границы между формационными типами. Относительно максимально упорядоченными (78,5%) являются нефелины альгранитовой, промежуточными — альбазитовой (75%) и альгипербазитовой (72—75%) формаций. В целом изученные нефелины представляют собой промежуточные и максимально упорядоченные твердые растворы и соответствуют формуле Бургера. По составу фемические минералы (пироксены, амфиболы, слюды) щелочных пород исследованных трех формаций также заметно различаются (табл. 37).

По ассоциациям акцессорных минералов породы трех щелочных формаций также имеют различия (табл. 38). Для пород альгипербазитовой формации установлена апатит-меланит-титаномagnetитовая ассоциация со сфеном и цирконом. Породы альбазитовой формации характеризуются меланит-флюоритово-бритолитовой с цирконом (ишимский комплекс) и магнетит-apatитовой ассоциацией со сфеном (аксу-бадамский комплекс). Более разнообразны сочетания акцессорных минералов для пород альгранитовой формации, а именно: а) циркон-пироксеновая ассоциация с колумбитом (Борсыксайский, Карасорский и другие плутоны); б) циркон-apatитовая (Абаевский, Кар-

Особенности и свойства породообразующих минералов нефелиновых сиенитов Казахстана
(все данные усредненные)

Формация	Комплекс, массив, порода	Калинатровый полевой шпат, %						Нефелин, %						Амфиболы	Пироксен	Слюда
		Орт	Ан	Ми	Аб (Ан)	Степень триклинности		Химический			Рентгенографический					
						рентгенографически	оптически	Не	Кс	Кв	Не	Кс	Кв			
Альгипербазитовая	I. Красномайский Красный Май, Барчинский Нефелиновый сиенит	69*	—	31	0**	—	0,65—	74	21	5,0	72,3	24,2	3,5	Ро, Гст	Ди, Ав	Би, Фл
		77,3	—	0	17,4(3,4)	—	0,87									
Альбазитовая	II. Ишимский Есильский	48	28	24	—	0,45	0,46	—	—	—	—	—	—	Ро, Гст	Ав, Ди	Би, Мер
	1. Фонолиты лейцитовые	0	0	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
	2. Нефелиновые сиениты	56 70	21 0	24 0	0 27(3)	0,75	0,55	75,7	22,2	2,1	74,8	20,7	4,4			
	3. Эссекситы, монциты	48 0	28 0	26 0	—	0,77	0,60	—	—	—	—	—	—	Гст, Ро	Ди+Ав	Мус
Альгранитовая	III. Борсыксайский, Ак- тасский, Тобыктин- ский и Ащисуйский комплексы Массивы Борсыксай, Карасор, Карсакапай, Абай, Каратал	15	15	70	0	0,90	0,92	78,5	17,3	4,2	78,6	16,0	5,4	Риб, Арф, Фгст	Эг, Эг+Ав	Би, Леп
		40	0	0	52(3)	—	—									

* В числителе — усредненное содержание по оптическим замерам, в знаменателе — по данным химического анализа.

** Первая цифра — среднее содержание альбита (Аб), в скобках — среднее содержание анортита (Ан), также по данным химического анализа.

сакпайский и другие массивы); в) сфен-апатитовая (Баянаульская группа интрузивов).

Изучение большого числа минералов, входящих в состав пород всех трех формаций, осуществлено впервые. Резюмируя итоги геолого-петрографического и минералогического обзора, следует указать на то, что выделенные нами щелочные магматические формации характеризуются определенными геотектоническими и петрогенетическими условиями образования, специфическими чертами минералогии и закономерностями эволюции магматизма вообще, щелочного в особенности, а также имеют общие признаки, присущие всем и каждой в отдельности, которые могут служить веским основанием для формационного расчленения таковых в других регионах Союза и мира.

IX. Разносторонний детальный анализ фактического материала по химизму щелочных магматитов Казахстана позволил автору охарактеризовать средние химические составы нефелин-лейцитовых пород изученных формаций провинции по Ноккольдсу, Заварицкому и Дэли, а также сравнить математические параметры щелочных магм (\bar{X} , S , V) в процессе их химической эволюции. По петрохимическому составу пород щелочных комплексов Казахстана устанавливается наличие трех формаций: а) альгипербазитовая — нормальные ультрабазиты — щелочные пироксениты — шонкиниты, малиньиты — нефелиновые и щелочные сиениты; б) альбазитовая — лейцитовые пироксениты — шонкиниты, нефелиновые и лейцитовые сиениты — щелочные сиениты — граносиениты — граниты; в) альгранитовая — щелочные сиениты — нефелиновые сиениты — сиенит-порфиры — кварцевые сиениты — граносиениты — граниты. Им же соответствуют эффузивные и субвулканические эквиваленты: меймечиты — пикриты — лимбургиты — авгититы — тефриты — лейцититы — фонолиты — щелочные трахиты и трахиандезиты для первых двух формаций, от трахилипаритов через щелочные трахиты до фонолит-трахитов — для альгранитовой формации. Любопытно отметить, что при образовании тех или иных щелочных формаций щелочные металлы калий и натрий имели существенное значение. Петрохимическая специфика щелочных пород альгипербазитовой формации в основном определяется существенно калиевым химизмом и довольно высоким отношением $K_2O : Na_2O$. Для пород альгранитовой формации характерен преимущественно натриевый тип специализации или калинатровый характер химизма (табл. 36), обычно с заметной недонасыщенностью глиноземом при нормальном для щелочных пород содержании кремнекислоты. Большая роль калия в породах альбазитовой формации подтверждается калиевым типом нефелина и присутствием редких минералов лейцита и кальсилита (табл. 36 и 38).

X. Значительная часть нефелиновых и щелочных сиенитов исследованных щелочных формаций Казахстана, несомненно, имеет первичную магматическую природу. Это положение обосновано данными, детального геолого-петрографического исследования и прежде всего тесной сопряженностью в пределах многих массивов эффузивных, субвулканических и интрузивных фаций, а также установлением четких интрузивных контактов с пересечением ранних фаз более поздними, развитием первичных структур течения (трахитоидность, флюидальность и др.). Температуры кристаллизации полевых шпатов и нефелинов, определенные с помощью диаграмм «состав — условия формирования» Гамильтона, Маккензи, Шерера и других, составляют 500—840°C для калишпатов и 500—540°C — для нефелинов. Максимальная температура кристаллизации нефелиновых сиенитов, выведенная путем использования нефелин-полевошпатового термометра

Доброне, Л. Л. Перчука и других, равна 810—840°, а минимальная — 450—600°. Нефелин-сиенитовые пегматиты образовались при температурах 400—700°, щелочноземельные интрузии (кенталлениты, монзониты и щелочные сиениты) кристаллизовались при температурах 600—730°, а процесс либнеритизации нефелиновых сиенитов происходил при температурах 350—480°.

1. Щелочные и нефелиновые сиениты (и щелочные габброиды) альгипербазитовой формации, входящие в состав красномайского, жанаталапского и жаркаинагашского комплексов, являются магматическими породами. Магматический генезис этих пород подтверждается следующими их особенностями: а) все они полиминеральны; б) имеют полнокристаллическую структуру и массивную или трахитоидную текстуру; в) слагают жильные, дайковые тела и реже штоки центрального типа; г) имеют секущий характер и активный контакт щелочных интрузий с боковыми породами с образованием биотитовых и биотит-кордиеритовых роговиков, возникающих обычно при температурах 700—800°; д) эндоконтактные участки щелочных интрузий отличаются более мелкозернистым строением по сравнению с центральными участками. Наиболее вероятной исходной магмой для изученных комплексов альгипербазитовой формации Казахстана является оливин-базальтовая магма, представляющая собой продукт дифференциации перидотитов. Расплавы, производные от оливин-базальтовой магмы, продолжали дифференцироваться в процессе подъема и на месте кристаллизации. Это положение подтверждается данными петрогеохимического состава изученных комплексов, позволяющими уверенно относить их к производным перидотитовой магмы, а также близостью описываемых пород к «кимберлитовой субформации», что позволяет рассчитывать на возможность открытия кимберлитов. В Кокшетауской глыбе, где расположены породы альгипербазитовой формации, по данным геолого-геофизических исследований (Бекжанов, Андреев и др., 1969), поверхность Мохоровичича прослеживается до глубины 52—53 км. Следовательно, глубина зарождения щелочно-ультраосновной магмы нами принимается 50—53 км, что соответствует верхней мантии.

2. Исходная магма для всех щелочных комплексов альбазитовой формации Казахстана, вероятно, образуется в очагах, локализующихся ниже гранитного слоя (в базальтовой оболочке или, скорее всего, тоже в верхней мантии), в зоне глубинных разломов. Зародившийся во время активизации глубинный разлом явился подходящей структурой для поступления из верхней мантии расплавов оливин-базальтового (трахибазальтового) состава повышенной щелочности, из которого в процессе магматической дифференциации обособилась магма лейцитового базальта, являющаяся родоначальной для вулканоплутонических пород ишимского (равно и для аксу-бадамского, конырсуйского и др.) магматического комплекса.

При формировании щелочных вулканических, субвулканических и плутонических пород этого комплекса, типичного представителя альбазитовой формации Казахстана, дифференциация магмы происходила в направлении лейцитовый базальт — лейцитовый фонолит — лейцитовый трахит в эффузивной ветви, лейцитовый пироксенит — малиннит — святоносит — лейцитовый сиенит — нефелиновый сиенит и кенталленит — эссексит — монзонит — сиенит — щелочной гранит — в интрузивных сериях, т. е. со значительным увеличением щелочности к концу дифференциации. Вместе с тем следует отметить, что в эффузивных фациях комплекса роль калия заметно выше, чем в интрузиях, где возрастает активность натрия.

При исследовании температур кристаллизации нефелин-полевошпатовых минералов ишимского комплекса с помощью диаграммы «состав — условия формирования» получено для полевых шпатов 600—840°C, а для нефелинов — 500—540°C. Максимальная температура кристаллизации нефелиновых сиенитов комплекса, установленная путем использования нефелин-полевошпатового термометра Л. Л. Перчука, равна 710—840°. Исследование парагенетических взаимоотношений фаз системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O и изучение лейцитовых (псевдолейцитовых и эпилейцитовых сиенитов и фонолитов) пород ишимского и аксу-бадамского щелочных комплексов также подтверждают их первично-магматическое происхождение. Известно, что лейцит является характерным минералом магматической стадии (1100—1686°C). В условиях первоначально повышенного потенциала калия образовались лейцитовые фонолиты и лейцитовые сиениты, превратившиеся в псевдолейцитовые породы еще в магматическую стадию (не ниже 1100°C). При гидротермальном воздействии и аутометасоматозе (300—500°C) псевдолейцитовые породы, в свою очередь, превращаются в эпилейцитовые фонолиты и сиениты. По геофизическим (ГСЗ, ГПС) данным глубина кровли «базальтового слоя» на территории Казахстана колеблется от 10—13 до 25—30 км. Допуская, что щелочнобазальтовая магма зародилась где-то в верхней мантии, на глубине, вероятно, не менее 50—55 км, мы не исключаем существование промежуточных и периферийных очагов, глубина которых может варьировать от 50 до 5 км от поверхности Земли.

3. Формирование щелочных и нефелиновых сиенитов альгранитовой формации Казахстана происходило, по-видимому, как при поступлении магмы из глубинных, так и из расположенных выше промежуточных очагов. Щелочные породы образовались в результате кристаллизации магматического расплава при интенсивном развитии в краевых зонах контактово-реакционных и постмагматических процессов. Исходная щелочная (субщелочная) магма альгранитовой формации, вероятно, образовалась в очагах, находящихся выше поверхности Конрада, в зонах глубинных разломов. Высказано предположение о трех возможных путях образования щелочных пород Казахстана альгранитовой формации: а) в результате взаимодействия (гибридизма) ювенильных щелочных расплавов (мантийных или базальтовых) и флюидов с гранит-липаритовыми и другими породами сиалической коры; б) путем десиликации, обусловленной выносом избыточного кремнезема при подъеме магмы, возможно, с некоторым участием глубинной ассимиляции или без нее; в) кроме того, образование щелочных пород могло произойти при дифференциации исходной известково-щелочной гранитной магмы под воздействием на нее флюидов, богатых щелочами и летучими компонентами на поздних этапах магматической эволюции. Возможный и наиболее вероятный путь эволюции магматического очага — селективное выплавление с перемещением очага магнезиализации в верхние горизонты земной коры.

XI. Геохимические исследования щелочных пород Казахстана позволили выявить некоторые особенности распределения петрогенных и редких элементов в эволюции щелочной магмы. Сквозными, или проходящими, микроэлементами для щелочных пород всех трех формаций Казахстана являются Rb, Cs, Ba, Sr, Ga, Zr, Sc, TR, Th, Pb, Zn, Mo, Sn, Nb, Ta, V, Ni, Cr, Co, Mn, P и др. При этом породы каждой формации имеют свою геохимическую специализацию.

Поскольку коэффициент агпаитности щелочных пород исследованных массивов региона преимущественно меньше единицы и породы относятся к м и а с к и т о в о м у типу, среди них не встречены промыш-

ленные скопления титано- и цирконосиликатов и редких земель, характерных для нефелин-сиенитовых пород агпайтового типа. Последние эпизодически отмечаются только на площади Есильского массива в виде небольших даек (500×2 м, $100 \times 0,05$ м) и жил нефелинсиенитового и щелочносиенитового составов, включая сюда и их пегматиты. Для них характерны акцессорные минералы: циркон, эвдиалит, перовскит, лопарит, бритолиит и другие.

1. Важной особенностью щелочных пород альгипербазитовой формации Казахстана является наличие карбонатитов с редкими металлами (Nb, Ta, Zr, TR и др.) и характерными для них элементами, такими, как железо, кальций, магний, никель, титан, фосфор, кобальт, хром, платиноиды. Содержание платиноидов повышены по сравнению с кларковыми и более высокие, чем в породах альбазитовой и альгранитовой формаций. В карбонатитах среднее содержание Nb_2O_5 —0,03%, Ta_2O_5 —0,002%, Zr—0,001—0,2%, ΣTR —0,01—1,5%, причем основная масса элементов редких земель сосредоточена в апатите (0,6—1,5% вес.) и реже в баделлите, цирконе и других. Характерными для щелочных пород красномайского комплекса являются несколько повышенные содержания циркония (0,01—0,10%) и скандия (до 0,02%). Отсутствие богатых концентраций ниобия, тантала, циркония и редких земель в карбонатитах красномайского комплекса, по-видимому, обусловлено значительным уровнем эрозионного среза, который уничтожил большие скопления карбонатитов. Но мы допускаем возможность наличия в Казахстане вообще, в Кокшетауской глыбе в особенности (Боровской, Рузаевский и др. районы) малозеродированных альгипербазитовых массивов с промышленными скоплениями редкометалльных карбонатитов типа Кольской, Маймеча-Котуйской и других провинций. Промышленные концентрации фосфора в форме эндогенного апатита содержатся в пироксенитах и апатит-пироксенитовых породах красномайского и жанаталапского (возможно, и жаркаинагашского) комплексов. Запасы (apatита) фосфора в одной только Красномайской группе массивов исчисляются миллионами тонн. Выявлены большие скопления железа (в среднем 25%) в форме магнетита и титаномagnetита на площади Шолаксандыкского и Шинсайского альгипербазитовых массивов жаркаинагашского комплекса. Щелочные породы жанаталапского комплекса относятся к существенно натриевой линии и специализируются на титан, фосфор и карбонатиты с редкими металлами (Nb, Ta, Zr и др.), а также алмазы в кимберлитах.

2. Главным геохимическим отличием щелочных пород альбазитовой формации Казахстана является существенно калиевый характер химизма, что проявилось в резком преобладании калия над натрием ($K : Na = > 2$) и в связи с этим в повышенном (выше кларка) содержании в них рубидия, цезия и др. В целом породы альбазитовой формации геохимически специализируются на калий, алюминий (в связи с крупными месторождениями нефелиновых и лейцитовых руд), фтор, галлий, титан, торий, рубидий, цезий, медь, мышьяк, цирконий и редкие земли. Особенно показательным для пород формации заметно повышенное содержание редких щелочей (Rb, Cs) и радиоактивных элементов, причем с преобладанием тория. Промышленные концентрации меди и железа в щелочных породах формации образуют ряд месторождений (Ирису и др.). Повышенные количества в породах альбазитовых массивов и генетически связанных с ними метасоматитах минералов (циркон, сфен, меланит, ортит, монацит, бритолиит, хаттонит и др.), обогащенных торием и редкими землями, явно подчеркивают ториевый и редкоземельный характер первичной магмы. Радиоактивные и редкоземельные акцессорные минералы установлены в

субвулканических (лейцитовые и нефелиновые порфиры), интрузивных (III—IV фазы) и жильных фациях ишимского, конырсуйского и аксу-бадамского щелочных комплексов.

3. Для щелочных пород альгранитовой формации Казахстана характерен преимущественно натриевый или смешанный калинатровый тип химизма, обычно с заметной недосыщенностью глиноземом при нормальном для щелочных пород содержании кремнезема. Геохимический профиль альгранитовой формации определяется редкоэлементной (Nb, Ta, Zr, Hf, W, Sn, Mo, Bi, TR, Th и др.) минерализацией: пироклор, танталит, циркон, берtrandит, фенакит, гагаринит, вольфрамит, шеелит, касситерит, молибденит, висмутит, монацит, ортит, гадолинит и другие. Эти минералы в основном концентрируются в поздних фазах (IV—V) щелочных и субщелочных дифференциатов и в контактово-реакционных породах (фениты, скарны, щелочные роговики) формации (борсыксайский, карсакпайский, тобыктинский, ащисуйский и другие комплексы). Породы формации геохимически также специализируются на алюминий в связи с крупными телами нефелиновых сиенитов.

XII. В минерагеническом отношении щелочные породы Казахстана характеризуются большим разнообразием рудных и нерудных полезных ископаемых (табл. 37) эндогенного, метаморфогенного и экзогенного типов. Наибольшее значение они приобретают как носители промышленных месторождений высокоглиноземистых нефелиновых и нефелин-лейцитовых руд, качественного полевошпатового сырья, апатита, корунда, вермикулита, щелочного каолина, железа, ванадия, титана, редких и редкоземельных элементов, а также различных строительных материалов.

В процессе выполнения комплексных геолого-петрографических и минерагенических исследований автором выявлено и геологически оценено свыше 30 месторождений и рудопоявлений, в том числе более 10 крупных промышленных месторождений нефелиновых, нефелин-лейцитовых, полевошпатовых, вермикулитовых, корундовых, слюдистых (либнерит, гидромусковит, гидрослюда и др.), редкометалльных и других руд с громадными запасами.

Автором доказана практическая значимость нефелиновых пород всех трех щелочных формаций Казахстана в отношении ряда полезных ископаемых. Так, массивы альбазитовой формации являются крупнейшими концентраторами нефелин-лейцитовых, медно-магнетитовых, полевошпатовых и редкометалльных руд (Zr, Ga, TR и др.). Альгипербазитовая формация потенциально перспективна на титан-магнетитовые, апатитовые, никель-кобальтовые руды, а также на редкие элементы (Ta, Nb, TR, Zr и др.) в связи с карбонатами и алмазы — в связи с кимберлитами. Альгранитовая формация может рассматриваться как источник редких металлов (Ta, Zr, Hf, Sc, TR, Mo, F, W и др.), нефелин-полевошпатовых руд и т. д. Целесообразно организовать поисковые и тематические работы в 1973—1980 гг. для выявления новых месторождений нефелиновых руд, редкометалльных карбонатитов, алмаза, железа, меди, редких элементов и нерудного сырья.

XIII. В работе весьма широко освещены прикладные вопросы — от обогащения нефелиновых, нефелин-полевошпатовых, вермикулитовых и других руд до их технологической переработки. В результате предложена (совместно с обогатителями ИГН АН КазССР, Нурлыбаев и др., 1968; Есенов, Нурлыбаев и Панченко, 1969; Нурлыбаев и др., 1972) новая схема обогащения нефелиновых, полевошпатовых и либнеритовых руд Казахстана как комплексного сырья. Сов-

местно с технологами ИМО и ХМИ АН КазССР (Пономарев, Монич, Нурлыбаев, и др., 1960, 1962; Нурлыбаев, 1964, 1965 и др.) в первые установленна возможность металлургической переработки нефелиновых руд Казахстана методами гидрохимии, спекания и электротермии, а также доказана комплексная (совместная) обработка нефелиновых пород с красными шлами и низкокачественными бокситами, при этом показана техническая целесообразность и экономическая эффективность разработки нефелиновых, полевошпатовых, вермикулитовых, либнеритовых и других руд Казахстана упомянутыми способами.

XIV. Проведенные комплексные исследования нефелиновых и нефелин-лейцитовых пород Казахстана, как важных источников алюминиевого сырья, щелочных и редких металлов, позволяют нам ставить вопрос об организации на базе выявленных месторождений крупных горно-обогатительных комбинатов и фабрик с получением нефелиновых, полевошпатовых и либнеритовых концентратов для керамической (электротехнической, радиотехнической, санитарной, бытовой) и фарфоро-фаянсовой, а также стекольной (тарное, оконное и увиолевое) промышленности.

Из щелочных и нефелин-лейцитовых пород Казахстана можно производить активные минеральные добавки, витрозиты, легковесные заполнители бетона, минеральную вату, нефелиновый цемент и использовать их как природные строительные материалы. Для интенсификации сельскохозяйственных культур щелочные и нефелин-лейцитовые породы Казахстана незаменимы как калиевые, калифосфатные и сложные агрономические руды, а также полимикродобрения. Помимо того, они необходимы для химической мелиорации (нефелинование) кислых почв и сероземов северных областей республики. Эффективность их применения доказана опытными станциями Министерства сельского хозяйства КазССР.

XV. Результаты проведенных геолого-петрологических, минералогических и технологических исследований позволили впервые произвести перспективную геолого-экономическую оценку всех изученных месторождений нефелиновых, нефелин-лейцитовых, полевошпатовых и других полезных ископаемых, генетически и пространственно связанных со щелочными породами провинции. Доказана геологическая и технико-экономическая рентабельность их переработки в различных отраслях народного хозяйства.

XVI. По важнейшим нефелин-лейцитовым и полевошпатовым и другим месторождениям Казахстана даны достаточно обоснованные рекомендации и предложения, направленные на быстрое их народнохозяйственное освоение. Объектами первоочередной промышленной значимости определены нефелиновые руды Есильского, Карсакпайского, Каратальского и Абаевского месторождений. Практические рекомендации ориентируют в первую очередь на нефелин-сиенитовые и фонолитовые типы руд этих месторождений.

Охарактеризованные в монографии разнообразные полезные ископаемые, генетически и пространственно связанные со щелочными породами Казахстана, имеют огромное народнохозяйственное значение. Несомненно, что в ближайшие годы на площади развития щелочных магматических пород Казахстана, помимо известных, будут открыты новые месторождения полезных ископаемых. В более широком масштабе должны осуществляться и поисково-разведочные работы. Принесут свою пользу результаты исследований, проведенных автором, и данные им практические рекомендации. Составленные геолого-петрографические и структурные карты и выявленные закономернос-

ти в формировании щелочных массивов Казахстана дают геологическую основу для постановки геологоразведочных и эксплуатационных работ на тех или иных месторождениях нефелиновых и нефелин-лейцитовых руд как ценного комплексного сырья.

Таким образом, выполненные исследования позволили по-новому решить вопросы размещения щелочных массивов в геологической структуре Казахстана, выделить разновозрастные комплексы, произвести их формационное расчленение и уточнить вопросы петрогенезиса, а также произвести детальное изучение геологии, петрографии, минералогии, геохимии, обогащения, кроме того, технологии переработки руд важнейших нефелиновых и нефелин-лейцитовых месторождений республики и дать им геолого-экономическую оценку.

В заключение необходимо отметить, что многолетние исследования и синтез материалов по геологии, петрографии, минералогии, геохимии и полезным ископаемым щелочных пород одного из крупнейших регионов СССР позволяют наметить ряд новых актуальных проблем в исследовании щелочного магматизма Казахстана и связанных с ним полезных ископаемых, такие, как

- 1) разработка теоретических основ формационного анализа и генетическая классификация щелочных пород Казахстана;
 - 2) генезис и классификация различных типов месторождений алюминиевого сырья (эндогенные, метаморфогенные и экзогенные);
 - 3) изучение кимберлитовых проявлений Казахстана, их связи со щелочным магматизмом и возможной алмазоносностью;
 - 4) изучение карбонатитов альгипербазитовой и альбазитовой формаций Казахстана и их рудоносности;
 - 5) проблема комплексного использования нефелиновых и нефелин-лейцитовых руд Казахстана вообще и как комплексных алюминиевых, редкометалльных и полевошпатовых руд в особенности;
 - 6) проблема эндогенного фосфорного сырья (апатит и др.) Казахстана.
-

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Абдуллаев Х. М. Рудиопетрографические провинции. М., «Недра», 1964.
- Абдуллаев Х. М., Аделунг А. С., Воронич В. А. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, 1958.
- Абдулин А. А. К проблеме соотношения Урала и Тянь-Шаня. «Вестник АН КазССР», 1968, № 8.
- Абдулин А. А. Геология Мугуджар (стратиграфия, тектоника, магматизм). Автореферат. Алма-Ата, 1971.
- Абдрахманов К. А. Петрология и металлогения щелочных пород в Таласком Алатау. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1965.
- Адамян А. И. Петрология щелочных пород Мегринского района Армянской ССР. Ереван, 1955.
- Алюминиевая промышленность Италии. «Цветные металлы», 1940, № 2.
- Андреев Г. В. Петрология Сырнырского щелочного плутона. Улан-Удэ, Бурятское книжное издательство, 1965.
- Андреева Е. Д. К вопросу о нефелинизации на примере уртитового массива в Кузнецком Алатау. Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, вып. 76, 1962.
- Андреева Е. Д. О генезисе уртитов Кыя-Шалтыря. В кн.: «Происхождение щелочных пород». М., «Наука», 1964.
- Андреева Е. Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М., «Наука», 1968.
- Андрюшин В. В. Об определении агапитности щелочных гранитов. В кн.: «Вопросы петрохимии». Л., 1969.
- Аршинов В. В. Алюминиевые руды и возможность их нахождения в России. Литература для изучения естественных производительных сил России, 1916.
- Багдасарян Г. П. Нефелиновые сиениты Памбакского хребта. «Изв. АН АрмССР», 1947, № 1.
- Багдасарян Г. П., Меликосетян Б. М. Генетические особенности щелочных пород Армянской ССР. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1966, № 11.
- Баженов И. К. Нефелиновые породы восточного склона Кузнецкого Алатау. В кн.: «Вопросы геологии Сибири», т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1945.
- Барт Т. Ф. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956.
- Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. В кн.: «Чтения им. В. И. Вернадского», вып. 4. М., «Наука», 1962.
- Бейсеев О. Б. Проявления щелочно-амфибол-асбестовой и вермикулитовой минерализации на Южном Алтае. В кн.: «Химическое и горнорудное сырье Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1968.
- Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибалхашья. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Белоусов В. В. Земная кора и мантия материков. М., «Наука», 1966а.
- Белоусов В. В. О возможных глубинных условиях магматизма. «Советская геология», 1966б, № 4.
- Беляев А. И. Металлургия легких металлов. М., 1950.

- Беляев А. И., Рапопорт М. Б. Электрометаллургия алюминия. М., 1953.
- Белянкин Д. С. Последовательность кристаллизации полевых шпатов в гранитных породах. Изд. С.-Петерб. политех. ин-та, отд. естеств. и матем., вып. I, 1914.
- Белянкин Д. С. К вопросу о взаимных отношениях щелочных полевых шпатов. «Изв. Петроград. политех. ин-та», 1918.
- Белянкин Д. С., Влодавец В. И. Щелочной комплекс Турьего мыса. Труды Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 2, 1932.
- Белянкин Д. С. и Петров В. П. Оливин и моноклинный пироксен в порфиroidной структуре базальтов Грузии. «Зап. ВМО», 1945, ч. 74, вып. 2.
- Беус А. А., Григорян С. В. и др. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. М., «Недра», 1965.
- Билибин Ю. А. О кристаллизации недосыщенной магмы. «Проблемы советской геологии», 1937, 7, № 11.
- Билибин Ю. А. О генезисе щелочных пород. «Зап. ВМО», 1940, серия 2.
- Билибин Ю. А. Петрология Ыллымахского интрузива. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1947.
- Билибин Ю. А. Избранные труды, т. 1, 2. М., Изд-во АН СССР, 1958, 1959, 1961.
- Билибина Т. В. Алданский сложнодифференцированный щелочной вулканогенно-интрузивный комплекс. Материалы симпозиума по вулcano-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, 1966.
- Билибина Т. В., Дашкова А. Д., Донаков В. И. и др. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). Л., «Недра», 1967.
- Богаチック О. А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1966.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол.», 1959, XXXV, вып. I.
- Богданов А. А. и др. Общие геологические закономерности развития магматизма в палеозое в Центральном Казахстане. В кн.: «Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана». Алма-Ата, 1965.
- Бок И. И. Ультраосновные и основные породы Казахстана. «Изв. КазФАН СССР, серия геол.», 1945, вып. 6, 7.
- Бок И. И. Распространение основных и ультраосновных пород в Казахстане. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1956, вып. 24.
- Бок И. И. Основы рудной геологии. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1970.
- Борисов П. В. Керамические пегматиты СССР и их заменители. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Бородин Л. С. К химизму вопросов эгиринизации и нефелинизации пироксена при образовании метасоматических нефелин-пироксеновых пород (ийолитов). «Геохимия», 1958, № 5.
- Бородин Л. С. Нефелинизация пироксенитов и парагенезис породообразующих минералов ийолитов из массивов ультраосновных щелочных пород. В кн.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Бородин Л. С. Карбонатиты и нефелиновые сиениты. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1963, № 8.
- Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. М.—Л.—Новосибирск, 1934.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — H_2O . В кн.: «Полевые шпаты», т. I. М., ИЛ, 1952.
- Буссен И. В., Сахаров А. С. О формах проявления первичной расслоенности в Ловозерском щелочном массиве. В кн.: «Вопросы геологии, петрографии и минералогии Кольского полуострова», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Бутакова Е. А. Щелочные и нефелиновые сиениты Карсакпайского района. «Зап. ВМО», 1937, вып. 4.
- Вандер Варден. Математическая статистика. М., ИЛ, 1960.
- Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, 1952.
- Вендланд К. Н. Шонкинитовый массив Ирису. Ташкент, 1937.
- Веригин В. Н. Электротермический способ получения алюминия и его сплавов. Труды Восточно-Сибирского филиала АН СССР, вып. 13, 1958.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. «Геохимия», 1962а, № 7.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек земли. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1962б, № 11.
- Власов К. А., Еськова Е. М., Кузьменко М. В. Ловозерский щелочной массив. М., Изд-во АН СССР, 1960.

- Водорезов Г. И. Основные черты магматизма Мугоджар. Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Водорезов Г. И., Киселев Л. И. О геологической позиции и возрасте щелочных пород в Мугоджарах. Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Волкова М. С. Геологическое строение западной части Есильского района Казахской ССР. Сборник трудов Казгеолтреста, вып. I, 1936.
- Воробьева О. А. Щелочные породы СССР. В кн.: «Петрологические провинции, изверженные и метаморфические породы». М., 1960.
- Воробьева О. А. Проблемы щелочного магматизма. В кн.: «Проблемы магмы и генезиса изверженных пород». М., 1963.
- Воробьева О. А. Главные типы нефелиновых щелочных пород, их возраст и особенности минерализации. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1966.
- Воробьева О. А., Апельцин Ф. Р. Предисловие к книге «Происхождение щелочных пород». М., «Наука», 1964.
- Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. Труды ИГЕМ, вып. 65, 1962.
- Гамильтон Д. Л., Маккензи В. С. Твердый раствор нефелина в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2$. В кн.: «Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии». М., ИЛ, 1963.
- Герасимовский В. И. Геохимия и минералогия нефелин-сенитовых интрузий. «Геохимия», 1956, № 5.
- Герасимовский В. И. Геохимия Илимауссакского щелочного массива. М., «Наука», 1969.
- Герасимовский В. И., Лебедева В. И. О распределении рубидия и лития в породах Ловозерского массива. «Геохимия», 1959, № 1.
- Гинзбург И. А. Некоторые особенности химизма щелочных гранитов. В кн.: «Вопросы петрографии и минералогии», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Глаголев А. А. Морфогеологический анализ массивных агрегатов. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1950.
- Гольдшмидт В. М. Кристаллохимия. М., Химтеоретиздат, 1947.
- Гольдшмидт В. М. Геохимические принципы распределения редких элементов. В кн.: «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., ИЛ, 1952.
- Гоньшакова В. И., Егоров Л. С. Петрохимические особенности ультраосновных щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. М., «Наука», 1968.
- Горностаев Н. Н. Дифференцированный экструзивный лакколлит Кыз-Емчик в горах Семейтау близ Семипалатинска. Сборник по геологии Сибири, т. 7. Изд-во Западно-Сибирского геологоразведочного треста, 1935.
- Гридерштейн И., Мазуров М. Электротермия—метод прогрессивный. «Промышленно-экономическая газета», 16. III 1960.
- Гузиев И. С. Редкие щелочные базальтоидные породы. «Зап. ВМО», 1964, ч. 93, вып. 2.
- Дегенхард Х. О геохимическом распределении циркония в литосфере. В кн.: «Геохимия редких элементов». М., ИЛ, 1959.
- Дэли Р. А. Изверженные породы и глубины земли. ОНТИ, 1936.
- Елизаров В. Г. Алюминий. Мировой капиталистический рынок. М., ВНИИторгиздат, 1963.
- Елисеев Н. А. О классификации щелочных пород. «Зап. ВМО», 1957, ч. 629, вып. 5.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд-во Ленинград. ун-та, 1963.
- Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М.—Л., «Наука», 1965.
- Еремин Н. И., Благовещенский Г. С., Белянкина Г. А. Переработка аргиллитов на глиноземе по схеме «химическое обогащение — спекание». «Цветная металлургия», 1963, № 8.
- Есенов Ш. Е., Кузин М. Ф., Ержанов К. Н. Поиски и разведка пегматитовых месторождений флюорооптического и керамического сырья на территории Казахстана. Алма-Ата, 1963.
- Есенов Ш. Е., Нурлыбаев А. Н., Панченко А. Г. Нефелиновые породы Казахстана — высококачественное полевошпатовое сырье. «Вестник АН КазССР», 1969, № 11.
- Ефимов И. А., Косинцева Л. Т. Апатит, слюды, гидрослюды и вермикулит в массивах красномайского ультраосновного щелочного комплекса. В кн.: «Химическое и горнорудное сырье Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1968.
- Жидков А. Я. Щелочные интрузии Сыныр и Бурпала Северного Прибайкалья. Автореферат, Л., 1965.
- Жуковский Т. В., Ревнивцев В. И. Использование полевошпатовых

отходов обогащенных руд Вишневогорского месторождения как стекольно-керамического сырья. Труды Ин-та «Уралмеханобр», вып. 3, 1958.

Заварицкий А. Н. О псевдолейцитовых горных породах. «Докл. АН СССР», 1934, № 89.

Заварицкий А. Н. Щелочные горные породы Ишима. Труды Петрографин-та. М., Изд-во АН СССР, 1936.

Заварицкий А. Н. Краткий геологический очерк ишимского комплекса щелочных горных пород. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1938, № 4.

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

Заварицкий А. А. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956.

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

Зайцев Ю. А., Филатова А. И., Милеев В. С. и др. Основные черты строения докембрия Улутау. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы», 1965, т. X, вып. 6.

Замятин И. И., Иванов А. И., Монич В. К., Нурлыбаев А. Н. Абсолютный возраст щелочных пород ишимского комплекса в Центральном Казахстане. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1961, вып. 1/42.

Злобин Б. И. Петрографический очерк и петрохимия щелочных пород интрузии г. Сандык. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1960, № 2.

Зырянов В. Н. Петрология метасоматически-измененных гранитов и щелочных пород Чингизской зоны. М., «Наука», 1970.

Исабаев С. М. Получение глинозема и щелочных металлов при переработке нефелинов. Автореферат. Алма-Ата, 1967.

Исабаев С. М. Получение щелочных металлов и окиси алюминия алюмотермическим восстановлением алюминатов. «Изв. высших учебных заведений. Цветная металлургия», 1966, № 14.

Ифантопуло Т. Н., Кравченко С. М., Червинская А. Д. Акцессорные минералы как индикаторы особенностей петрогенезиса. М., «Наука», 1969.

Йодер Х. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.

Казахишвили Т. Г., Топурия П. А. О лейцитовых породах Гурни. «Зап. ВМО», 1945, т. 84, № 4.

Казмин В. Н. и др. Среднедевонский вулканоплутонический комплекс Центрального Улутау. Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям. Алма-Ата, 1966.

Карпова Е. Д. К металлогении северной части варисского складчатого пояса Тянь-Шаня. Материалы по эндогенной металлогении Советского Союза. М., 1953.

Карпова Е. Д. Трахиандезитовая ассоциация вулканогенных и субвулканических пород р. Бадам (хребет Каржантау). «Докл. АН СССР», 1957, 113, № 4.

Кассин Н. Г. Вулканизм Казахстана. «Проблемы советской геологии», 1934, № 9.

Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1951, вып. 14.

Китлер Н. И., Лайнер Ю. А. Нефелины — комплексное сырье алюминиевой промышленности. М., Металлургиздат, 1962.

Когарко Л. Н., Волков В. П. Физико-химическая эволюция щелочной магмы дифференцированного комплекса Ловозерского массива в связи с его ритмичной расслоенностью. В кн.: «Химия земной коры», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Козырева Л. В. Нефелин-полевошпатовый парагенезис в породах Хибинского щелочного массива. Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 5, 1967.

Козырев В. В. Геолого-экономическая оценка месторождений полевошпатового сырья. Труды Гипронинметаллоруд, вып. 4. Л., Стройиздат, 1970.

Конев А. А. Петрография щелочных ультраосновных и основных горных пород Сайжинского и Гулхенского плутонов. Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, вып. 11. Иркутск, 1962.

Кононова В. А. О нефелинизации пироксенитов и мраморов. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1958, № 6.

Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минеральные факторы глубинности. Труды Ин-та геологических наук АН СССР, вып. 12. Петрографическая серия (№ 5), 1940.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Кориневский В. Г. Нижнедевонская вулканогенная формация Западных Мугоджар. Автореферат. Алма-Ата, 1969.

Королев В. Г., Носырев И. В., Пуркин М. М. Некоторые особенности проявления щелочного магматизма в Тянь-Шане. В кн.: «Щелочные породы Киргизии и Казахстана». Фрунзе, «Илим», 1968.

Кортусов М. П. Кийский габбро-сиенитовый интрузивный комплекс Маринской тайги (Кузнецкий Алатау). В кн.: «Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области». Труды ИГ и ГСО АН СССР, вып. 33, 1963.

Костюк В. П. Нефелин как возможный геологический термометр. I. Некоторые сведения о кристаллохимических особенностях нефелина. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, «Наука», 1967.

Костюк В. П., Базарова Т. Ю. К вопросу о формировании щелочных пород Восточного Саяна. В кн.: «Происхождение щелочных пород». М., «Наука», 1964.

Костюк В. П., Базарова Т. Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. М., «Наука», 1966.

Котляр В. Н. Памбак. Геология, интрузивы и металлогения Памбакского хребта и смежных районов Армении. Ереван, 1958.

Кравченко С. М., Власова Е. В. Щелочные породы Центрального Алдана. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Ксенофонтов О. К. О магматизме герцинского подвижного пояса Мугуджар. В кн.: «Геология и полезные ископаемые Урала». Труды ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 28, 1960.

Ксенофонтов О. К. О щелочных интрузиях Мугуджар и Тургайского прогиба. «Ученые записки ЛГПИ», 1966, т. 290.

Куденко А. А. и др. Геохимические особенности щелочных габброидов массива Ирису. В кн.: «Щелочные породы Киргизии и Казахстана». Фрунзе, «Илим», 1968.

Кузнецов Ю. А. Щелочные граниты Горного Алтая. «Вестн. ЗСРТ», 1937, № 4.

Кузнецов Ю. А. Схемы классификации фаций магматических пород. Труды Горно-геол. ин-та ЗСФАН СССР, вып. 5, 1949.

Кузнецов Ю. А. Магматические формации и их классификация. В кн.: «Докл. сов. геол. на XXI сессии МКГ». М., 1960.

Кузнецов Ю. А. Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии. «Геология и геофизика», 1963, № 5.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.

Кузнецов Ю. А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации. «Геология и геофизика», 1970, № 9.

Кузнецов Е. А. Щелочные породы южной части Кыштымской дачи. Труды Ин-та прикладной минералогии и цветной металлургии, вып. 48, 1930.

Кузнецов Е. А. Интрузивные породы урочища Джаркаинагач. «Вестн. МГУ», 1952, № 8.

Кузнецов С. И., Деревянкин В. А. Физическая химия производства глинозема по способу Байера. М., Металлургиздат, 1964.

Кузьмин Б. Металлургия алюминия. М., Металлургиздат, 1957.

Куплетский И. В. Формация нефелиновых сиенитов СССР, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1937.

Кухаренко А. А. Основные проблемы геологии платформенных комплексов щелочно-ультраосновных пород. «Ученые записки ЛГУ, серия геол.», 1962, вып. 13, № 312.

Лавес Р. Фазовые отношения щелочных полевых шпатов. В кн.: «Полевые шпаты», т. 2. М., ИЛ, 1956.

Лайнер А. И. Производство глинозема. М., Металлургиздат, 1961.

Лебедев-Зиновьев А. А. Петрохимия щелочных пород Ишимского вулканоплутона. Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, 1966.

Лебедев-Зиновьев А. А. Ишимский массив щелочных пород. М., «Недра», 1969.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонеккая диабазовая формация. Труды С.-Петербур. об-ва естествоиспытателей, т. XIX, 1888.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Струве Э. А. Петрографический словарь. М., 1963.

Магидович В. И. Полевошпатовое сырье, его генетические типы и принципы оценки. М., «Наука», 1964.

Мальцев В. С., Ходак В. П. Исследование процесса спекания ишимского содалито-нефелинового сиенита с известняком и содой. Труды Химико-металлургического ин-та АН КазССР, т. I, 1963.

Малывкин В. С. Новые данные по геологии ишимского комплекса щелочных горных пород. «Вестник АН КазССР», 1958, № 12.

Малывкин В. С. Основные вопросы геологического строения ишимского щелочного комплекса в Центральном Казахстане и роль процесса гибридности. Мате-

риалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 3, 1964.

Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Михайлов Н. П. Магматические формации ультраосновных и основных пород Восточного Казахстана и их минерогения. Автореферат, Л., ВСЕГЕИ, 1966.

Михайлов Н. П., Иняхин М. В. и др. Петрография Центрального Казахстана, т. II. М., «Недра», 1971.

Молчанова Т. В. О генезисе щелочных пород интрузии Ирису (Таласский Алатау). «Изв. АН СССР, серия геол.», 1957, № 7.

Молчанова Т. В. Структурное положение, петрология и происхождение калиевых основных щелочных пород. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 159, 1966.

Молчанов С. П. Нефелин как удобрение. Труды Гос. ин-та прикладной химии, 29 (1—292), 1936.

Монич В. К. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1957.

Монич В. К., Нурлыбаев А. Н. Нефелиновые породы Центрального Казахстана как возможные алюминиевые руды для Павлодарского завода. «Вестник АН КазССР», 1959а, № 5.

Монич В. К., Нурлыбаев А. Н. Нефелиновые породы Южного Казахстана как возможные алюминиевые руды. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1959б, вып. 2.

Монич В. К., Иванов А. И., Нурлыбаев А. Н., Старов В. И. О девонских интрузиях в Центральном Казахстане. В кн.: «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Монич В. К., Абдрахманов К. А., Нурлыбаев А. Н. и др. Щелочные интрузии Казахстана и их возрастная корреляция. Тезисы докладов Первого Казахстанского петрографического совещания. Алма-Ата, 1965.

Ни Л. П. Щелочные гидроксидные способы переработки высококремнистых бокситов. Алма-Ата, «Наука», 1967.

Ни Л. П., Осипов Е. Ф., Бунчук Л. В., Пономарев В. Д. К переработке нефелиновых пород. «Металлургическая и химическая промышленность Казахстана», 1961, № 6.

Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Николаев В. А. Щелочные породы р. Каинды в Таласском Алатау. Труды ЦНИГРИ, вып. 11, 1935.

Нурлыбаев А. Н. Щелочные горные породы из западной части Кызылзипинского антиклинория. «Изв. АН КазССР, серия геол.», вып. 34, 1959.

Нурлыбаев А. Н. Гранитоиды палеозойских интрузивных комплексов Северо-Западного Прибалхашья (Центральный Казахстан). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.

Нурлыбаев А. Н. Нефелиновые сиениты Казахстана — новый вид комплексного сырья. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1964, вып. 4.

Нурлыбаев А. Н. Особенности состава нефелиновых пород илимского магматического комплекса как комплексного сырья. Труды ИГН АН КазССР, т. 12, 1965.

Нурлыбаев А. Н. Щелочные вулcano-плутонические формации Северного Казахстана. Материалы симпозиума по вулcano-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, 1966.

Нурлыбаев А. Н. Высококалийевые щелочные породы Северного Казахстана. «Вестник АН КазССР», 1967, № 7.

Нурлыбаев А. Н. Сырьевые ресурсы алюминия и щелочей. Тезисы докладов Республиканского совещания по щелочной металлургии. Алма-Ата, 1968.

Нурлыбаев А. Н. Щелочной магматизм Северного Казахстана. В кн.: «Вулcano-плутонические формации и их рудоносность». Алма-Ата, 1969.

Нурлыбаев А. Н., Бекботаев А. Т. Некоторые геохимические и генетические особенности редкоземельного оруденения щелочных интрузий Мугуджар. В кн.: «Интрузивный магматизм и метасоматические образования Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1968.

Нурлыбаев А. Н., Панченко А. Г. Содалито-нефелиновые сиениты массива Кубасадыр в урочище Джаркаинагач на р. Ишиме. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1961, вып. 1 (42).

Нурлыбаев А. Н., Панченко А. Г. и др. Нефелиновые породы Целинного края — комплексное сырье для получения глинозема, содопродуктов и цемента. «Вестник АН КазССР», 1962, вып. 4.

Нурлыбаев А. Н., Панченко А. Г., Монич В. К., Мицуд Е. З. Геология и история становления Ишимского комплекса щелочных пород. В кн.: «Происхождение щелочных пород». М., 1964.

Нурлыбаев А. Н., Панченко А. Г., Монич В. К. Новые данные по

геологии Кубасадырского массива щелочных пород. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1965, № 1.

Нурлыбаев А. Н., Панченко А. Г. Геология, петрология и генезис щелочных пород ишимского эффузивно-интрузивного комплекса в Центральном Казахстане. В кн.: «Интрузивный магматизм и метасоматические образования Казахстана». Алма-Ата, 1968.

Нурлыбаев А. Н., Панченко А. Г., Еремин Ю. П. Новое стекольно-керамическое сырье из нефелиновых пород Центрального Казахстана. «Народное хозяйство Казахстана», 1968, № 5.

Орвил Н. М. Полевые шпаты. В кн.: «Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии», М., ИЛ, 1963.

Омельяненко Б. И. Возможные пути формирования щелочных магм в геосинклинальных областях (на примере Туркестано-Алая). «Изв. АН СССР, серия геол.», 1959, № 12.

Орлова М. П. Щелочные базальтоиды реки Даубаба (Таласский Алатау). «Информационный сборник ВСЕГЕИ», 1959, № 16.

Орлова М. П. Интрузии щелочных габброидов северо-западных отрогов Таласского Алатау. «Уч. зап. ЛГУ, серия геол.», 1960, вып. 11, № 291.

Павлова Т. Г. Соотношение между складкообразованием и гранитоидным магматизмом в Южном Улугтау. М., 1964.

Пахорук Н. И. Алюминий и его значение для народного хозяйства СССР. М., «Металлургия», 1964.

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

Перчук Л. Л. Парагенезис нефелина с полевым шпатом как показатель термодинамических условий минеральных равновесий. «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 6.

Перчук Л. Л., Павленко А. С. Влияние температуры на распределение некоторых изоморфных компонентов между сосуществующими минералами щелочных пород. «Геохимия», 1967, № 9.

Петров В. П. Древние коры выветривания и их геологическое значение. В кн.: «Вопросы петрографии и минералогии», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Петров В. П. Лейцитовые породы Закавказья. «Изв. АН СССР», 1947, № 2. Полевые шпаты. Сборник статей под ред. Д. С. Белянкина. М., ИЛ, 1952.

Полевые шпаты. Сборник статей под ред. В. П. Петрова. М., ИЛ, 1956.

Полканов А. А. К вопросу о гетерогенности фойзитов. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1944, № 10.

Полканов А. А., Елисеев Н. А. Петрология плутона Гремяха-Вырмес. Кольский полуостров. Л., 1941.

Полканов А. А. Гравитационное, гравитационно-кинетическое и кинетическое фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация магмы. Тр. Лаборатории геологии докембрия, вып. 2, 1954.

Полканов А. А., Улиженъ. О генезисе и эволюции щелочной магмы Хибинского субвулкана. Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 19. М.—Л., 1961.

Пономарев В. Д., Сажин В. С., Ни Л. П. Гидрохимический щелочной способ переработки алюмосиликатов. М., «Металлургия», 1964.

Пономарев В. Д., Гольдман М. М., Ни Л. П. и др. Комплексная переработка нефелинов. «Вестник АН КазССР», 1965, № 2.

Оптовые цены на руды, концентраты и полуфабрикаты цветной металлургии. М., Прейскурантгиз, 1965, 1966.

Прусевич К. А. Кияшалтырское месторождение ургитов. «Бюлл. ОНТИ ВИМС», 1959, № 2(19).

Рахманов В. А. Некоторые петрохимические особенности нижне-среднекарбонных эффузивных пород северо-восточной части хребта Каржантау. В кн.: «Тектоника, магматизм и геохимия палеозойских формаций Узбекистана». Ташкент, 1966.

Рахманов В. А. Щелочные эпидейцитовые эффузивные породы бассейна реки Уя (хр. Каржантау). «Узбекский геологический журнал», 1968, № 6.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964.

Родионов Д. А. О виде функций распределения содержания минералов в изверженных горных породах. В кн.: «Вопросы методов изучения руд и минералов редких элементов». Труды ИМГРЭ, вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Розенбуш Г. Описательная петрография. М., ОНТИ. Горгеонефтеиздат, 1934.

Романов Л. Г., Осипова Е. Ф., Нурлыбаев А. Н. Выщелачивание эпидейцитовых порфиров при давлении менее 40 атм. Труды Ин-та металлургии и обогащения АН КазССР, т. 10, 1964.

Роненсон О. М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометалло-груденения. «Геология месторождений редких элементов», 1966, вып. 29.

Рябчиков И. Д. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта. В кн.: «Минералогическая термометрия и барометрия». «Наука», 1968.

Свешникова Е. В. Нефелин-сиенитовый комплекс Заангарья (Енисейский край). В кн.: «Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы». М., «Наука», 1965.

Сдобников Е. В. Удобрение зерновых и других культур в Целинном крае. Алма-Ата, Казсельхозиздат, 1964.

Северюгин Н. А. Историко-геологическая характеристика магматизма Северо-Восточного Казахстана. В кн.: «Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана». Алма-Ата, 1965.

Соболев Н. Д. Основные черты магматизма Урала. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала», вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Сошникова М. С. Создание минерально-сырьевой базы алюминиевой промышленности. «Разведка и охрана недр», 1967, № 10.

Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., 1970.

Талмуд И. Л. Комплексная переработка нефелинового сырья. «Химическая промышленность», 1961, № 4.

Тацинина М. В. Изверженные горные породы Боролдайтау и Кулантау (хр. Каратау). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1951.

Тернер Ф., Ферхуген Д. Ш. Петрология изверженных пород. М., ИЛ, 1961.

Тихоненкова Р. П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Трусова И. Ф. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные интрузии Центрального Казахстана. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., 1948, № 27, вып. 92.

Усов М. А. Фашии и фазы интрузивов. Томск, 1932.

Успенский Н. М. О гипотезе гранитизации. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1955.

Устиев Е. К. Геологические и петрологические аспекты проблемы вулканоплутонических формаций. В кн.: «Материалы симпозиума по вулканоплутонам». Алма-Ата, 1966.

Ферсман А. Е. Апатито-нефелиновая проблема Хибинских тундр. М., Госгеолтехиздат, 1929.

Ферсман А. Е. Комплексное использование ископаемого сырья. Л., Изд-во АН СССР, 1932.

Ферсман А. Е. Полезные ископаемые Кольского полуострова, серия региональная, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1941.

Фрейд Г. М. Даубабинский щелочной стратовулкан в Теласском Алатау. В кн.: «Геологические и геофизические исследования в вулканических областях». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Фролова Т. И., Островская Е. В. Материалы второго Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1969.

Хазанов Е. И. Комплексная переработка щелочных алюмосиликатных и других глиноземсодержащих пород. Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 43. М., 1962.

Хазанов Е. И. и др. Совместная комплексная переработка высокоглиноземистых глиноземсодержащих и щелочных алюмосиликатных пород. «Цветные металлы», 1965, № 7.

Царовский И. Д. О соотношении мариуполитов с нормальными породами фойяитового ряда. «Геол. журн. АН УССР», 1957, т. XXII, вып. 1.

Чумаков А. А. Петрология магматических образований Южных Мугуджар. Изд-во ЛГУ, 1941.

Шейнман Ю. М. О связи щелочных магматических формаций с крупнейшими структурами материков. В кн.: «Магматизм и связанные с ним полезные ископаемые». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Шейнман Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.

Шейнман Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. Д. Щелочные интрузии и связанная с ними минерализация. В кн.: «Геология месторождений редких элементов», вып. 12, 13. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Шлыгин Е. Д. Некоторые спорные вопросы геологии Центрального Казахстана. «Изв. КазФАН СССР, серия геол.», 1946, № 8(26).

Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е. Некоторые принципы геотектонического районирования Казахстана. В кн.: «Складчатые области Евразии». М., «Наука», 1964.

Штейнберг Д. С. О химической классификации эффузивных горных пород. В кн.: «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. 2. Свердловск, 1963.

Щерба Г. Н. Глубинные подвижные зоны Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1955, вып. 20.

Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Щерба Г. Н., Сенчило Н. П., Кудряшов А. В., Ершов Б. В. Геология и редкометалльное оруденение Южного Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1968.

Эдельштейн И. И. Петрология гипербазитов Тоболо-Иргизского района Южного Урала. М., «Наука», 1968.

Яшина Р. М. Харлинский концентрически-зональный щелочной массив и условия его образования. Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 76, 1962.

Яшина Р. М. О контактно-реакционном взаимодействии нефелино-сиенитовой интрузии с габброидами на примере зонально-кольцевой структуры Коргердабинского массива. В кн.: «Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы». М., «Наука», 1965.

Яценко Н. Я. Пикриты, меймечиты гор Ичкульмес и вопросы их генезиса. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1967, № 3.

Anderson E. M. The dynamics of the formation of the conesheets, ringdukes and smadron-subsidenses. «Proc. Rock. Soc. Edinbl», 1935—1936, vol. 141, part. 11.

Baeklund H. G. On the mode of intrusion of deepseated alkalibodies. «Bull. Geol. Inst. Upsala», 1932, vol. 24.

Becke F. Die Eruptivgebiete des hohmischen Mittelgebirges und der amerikanschen Auden. «Tschermak's Min.-Petr. Mitt.», 1903, № 12.

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

Bowen N. L. The evolution of the igneous rocks. «Princeton. Press» (New. ed), 1956.

Brogger W. C. The basic eruptive rocks of Cran. Gyart. «J. Geol.». London, 1894, 15.

Daly R. A. Origing of the alkaline rocks. «Bull. Geol. Soc. America», 1910, № 21.

Daly R. A. Genesis of the alkaline rocks. «Geol.», 1918.

Eugster H. P., Yoder H. S. The join muskevite-paragonite. Carn. Inst. Year Book, 54, p. 124, 1955.

Fudaly R. F. Experimental studies of bearing on the origing of pseudoleucite and associated problems of alkalic rocks system. «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1963, vol. 74, № 9.

Gillson I. L. On the origin of the Alkaline Rocks. «J. geol.», 1928, vol. XXXIV, № 5.

Goldsmith I. A. «Simplexitu principe» and its relation to case» of cristallisation. «Geol.», 1953, № 5.

Henderson C. M. Miner element chemistry of leucite and pseudoleucite. «Min. Mag.», 1965, 35, № 272.

Higazy R. Trace elements of volcanic ultrabasic rocks of Uganda. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1954, 65, № 1.

Holmes A. A suite of volcanic rocks from South-West Uganda. «Amer. Sci.», 1945, 205-A.

Holmes A. Leucitized granite xenolitns from the potash-rich lavas of Bahyragusi South-West Uganda. «Amer. Sci.», 1945, 243-A.

Hussak I. Veber leucit-pseudokrystalle in phonolith (tinguait) derserra de Tinguá, Estadn Ria de Janeiro, Brasil, Nenes. «Ganrbuch für Miner, geol. und paleont.», 1890, XVIII.

MacKensie W. S. The effect of temperature on the symmetry of hightemperature sodarich feldspars. «Amer. Sel.», Bowen volume pt. 2, 319, 1952.

Morozewicz J. Über die chemische Zusammensetzung des Gesteinsbildenden Nephelins. Fennia, 1928, 22.

Niggly P. Gesteine- und Mineral-Provinzen. Bd. I. Berlin, 1919.

Nockolds S. R. Average chemical compositions of Some igneus rocks. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1954, 5, № 10.

Rittmann A. Die geologisch bedongte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuv Magmas. «Z. Vulkanol.», 1933, 15 H. 1, 2.

Sahama Th. G. Leucite, potash nepheline and clinopyroxene from volcanic lavas from South-Western Uganda and adjoining Belgian Congo. «Amer. Sci.», 1952, pt. 2.

Sahama Th. G. Parallel growths of nepheline and micropertthitic kalsilite from North Kivu, Belgian Congo. Ann. Academ. Scient. Fennicae. Ser. A, III, 1954, № 3038.

Seki Y., Kennedy G. C. An experimental study in the leucite-pseudoleucite problem. «Amer. Min.», 1964, 49, № 9, 10.

Shand S. J. Phase petrology in the Cortlandt complex New York. «Bull. Geol. Sor. Amer.», 1942, 3, vol. 53, pp. 409, 428.

Shand S. J. On the staining of feldspathoids and on the zoned structure in nepheline. «Amer. Min.», 1939, 24, 508.

Schairer I. F., Bowen N. L. Preliminary report on equilibrium-relations between feldspathoids, alkali-feldspats and silica. «Am. Geophys. Union Trans.», 1935, 16. Ann. meeting.

Smith J. V., Tuttle O. F. The nepheline-kalsilite system, I: X-ray data for the crystalline phases. «Am. Sci.», 1957, 255.

Smith C. H. The genesis of alkaline rocks. «Amer. Phil. Soc. Proc.», 1927, vol. 66.

Strauss C. A., Truter F. C. The alkali complex at Spitskop, Sekukuniland. Eastern Transvaal. Trans. Geol. Soc. South Africa (1950), 1951, 53.

Tilley C. E. An alkali facies of granite at granite-dolomite contacts in Skye. «Geol. Mag.», 1949, 86, № 2.

Tilley C. E. A note on the progressive metamorphism of silic limestones and dolomites. «Geol. Mag.», 1951, 88, № 3.

Tilley C. E. Some trends of basaltic magma in limestone syntaxis. «Amer. Sci.», 1952, Bowen vol., pt. 2.

Tilley C. E. Problems of alkali rocks genesis. «Quart. Geol. Soc. London», 1958, 113, pt. 3, № 451.

Tomkoeff S. I. The role of carbon dioxide in igneous magmas. Trans. Brit. Assoc. Adv. Sci. sec. C, 1938.

Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies of the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O . «Mem. Geol. Soc. Amer.», 1960, № 74.

Washington H. S. The formation of leucite in igneous rocks. «Journ. Geol.», 1907, 15, № 3, 4.

Zies E. G., Chayes F. Pseudoleicite inatinguaitite from the Bearpow Mountains, Montana. «J. Ret.», 1960, № 1.

О Г Л А В Л Е Н И Е

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Часть первая. ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК	7
Глава I. Геолого-тектоническое положение щелочного магматизма Казахстана	8
✓ Глава II. Щелочные породы альгипербазитовой формации Казахстана	13
Красномайский комплекс	18
Глава III. Щелочные магматиты альбазитовой формации Казахстана	26
Ишимский магматический комплекс	—
Конырсуйский магматический комплекс	83
Аксу-Бадамский эффузивно-интрузивный комплекс	85
Шаншарский магматический комплекс	110
Глава IV. Щелочные породы альгранитовой формации Казахстана	116
Актасский комплекс	125
Ацисуйский комплекс	130
Тобыктинский комплекс	135
Борсыксайский комплекс	138
Петрография щелочных интрузий альгранитовой формации	148
Часть вторая. ПЕТРОЛОГИЯ	162
Глава V. Петрохимия	—
✓ Петрохимические особенности пород альгипербазитовой формации	—
Петрохимические особенности магматитов альбазитовой формации	166
Петрохимия пород альгранитовой формации	195
Глава VI. Некоторые геохимические особенности щелочных пород Казахстана	202
Щелочные металлы	203
Петрогенные элементы	206
Сидерофильные элементы	209
Группа рудных элементов	211
Группа редкоземельных элементов	214
Глава VII. Петрогенезис щелочных пород Казахстана	217
Часть третья. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ, СВЯЗАННЫЕ СО ЩЕЛОЧНЫМИ ФОРМАЦИЯМИ КАЗАХСТАНА	241
Глава VIII. Нефелиновые и нефелин-лейцитовые породы Казахстана — высокоглиноземистое сырье	242
Есильское месторождение	243
Карсакпайский массив щелочных и нефелиновых сиенитов	245
Каратальское месторождение нефелиновых сиенитов	—
Абаевское месторождение нефелиновых руд	247
Нефелинсодержащие породы красномайского комплекса альгипербазитовой формации	248
Трахито-фонолитовое месторождение Аксуат	—
Нефелиновые сиениты Ирисуйского массива	249
Нефелинсодержащие породы Каиндинского интрузива	—
Лейцитовые и анальцимовые породы Машатской впадины	—
Лейцит-фонолитовые породы Бадамо-Угамской зоны	—
Борсыксайское месторождение	250
Карасорское месторождение нефелинсодержащих пород	—
Месторождение Косистек	250

Глава IX. Месторождения и рудопроявления железа, меди, титана и других металлов и связь их со щелочными породами Казахстана	250
Железо	—
Медь	251
Титан	—
Никель (сульфидные медно-никелевые месторождения) с кобальтом	—
Золото	252
Свинец и цинк	—
Эндогенная минерализация редких элементов, связанная со щелочными формациями Казахстана	—
Глава X. Нерудные полезные ископаемые, связанные со щелочными породами Казахстана	253
Нефелиновые руды Казахстана — ценное сырье для химической промышленности	—
Нефелиновые и нефелин-лейцитовые породы Казахстана — полевошпатовое сырье	254
Месторождения корунда, связанные со щелочными породами	261
Месторождения мусковита-либнерита в щелочных массивах	—
Месторождения вермикулитов, связанные со щелочными массивами	262
Альбититы и апограниты	265
Апатитовые проявления, связанные со щелочными массивами	266
Щелочные породы Казахстана как строительное и петругрическое сырье	268
Щелочные магматиты Казахстана — агрономические руды	269
Месторождения цеолитовых руд, связанные со щелочными породами	270
Нефелиновые руды Казахстана — сырье для стекольной промышленности	—
Некоторые закономерности и общие выводы	272
Литература	285

**Нурлыбаев
Абдрахман Нурлыбаевич**

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ КАЗАХСТАНА И ИХ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

*Утверждено к печати Ученым советом Ордена Трудового Красного Знамени
Института геологических наук им. К. И. Сатпаева
Академии наук Казахской ССР*

Редактор *Н. А. Менжулина*
Худож. редактор *А. Б. Мальцев*
Художник *К. А. Власов*
Техн. редактор *Л. И. Пашкова*
Корректор *В. Н. Бетманова*

* * *

Сдано в набор 20/XI 1972 г. Подписано к печати 13/II 1973 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 1. Усл. печ. л. 26,1 (1 вкл.).
Уч.-изд. л. 26,5. Тираж 750. УГ05465.
Цена 2 р. 95 к.

* * *

Типография издательства «Наука», г. Алма-Ата, ул. Шевченко, 28.
Зак. 183.

Физико-химическая характеристика полевошпатовых концентратов из нефелин-лейцитовых месторождений Казахстана
(обогащение, химический состав и огневые испытания, время обжига 3 часа)

Массив	№ пробы	Исходная порода	Общий выход полевошпатового концентрата, вес. % (в скобках среднее содержание в породе)	Степень измельчения пробы (полное прохождение через сито)	Химический состав концентрата, вес. % (в скобках среднее содержание компонентов в породе)							Огневые испытания пробы		Примечание (минералогический состав концентрата)	
					SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	K ₂ O:Na ₂ O	Температура обжига, °С	Описание сплава (спека)		
Есильский	5528	Эпилейцитовый порфир	22,2(55)	№ 0112 и 0071	55,1(53,56)	26,1(22,0)	0,8(8,29)	2,80(2,95)	10,0(9,8)	4,0(3,93)	2,5	1250	Серый, часты включения черного цвета	Либ + ПШ (Орт)	
	309	То же	22,1	№ 0071	57,15(54,41)	22,76(22,37)	0,38(3,80)	1,30(2,89)	15,10(14,32)	1,0(0,50)	15	1250	То же	То же	
	309	"	21,2(55)	№ 0112	58,26	21,68	0,50	1,15	15,62	0,74	21,1	1250	"	"	
	308	"	20,7	№ 0112 и 0071	61,09	19,48	0,61	0,72	16,0	1,24	13,0	1250	Светло-серый, стекловидный, однородный, без «мушки»	"	
	308	"	7,1(55)	№ 0112	60,81(54,87)	19,62(21,25)	0,30(1,61)	0,72(2,02)	16,00(14,14)	1,00(1,00)	14,0	1250	Серый, стекловидный, без «мушки»	"	
	338	Святоносит, малиньит	62,1(72)	№ 0112 и 0071	59,3(52,74)	21,3(22,0)	0,2(6,57)	0,64(3,59)	13,3(8,6)	3,0(6,03)	4,43(1,33)*	1350	Представлен однородным белым стеклом без «мушки»	Не + ПШ (Орт)	
	6104	Псевдолейцитовый сиенит	57,1(64)	№ 0112	54,2(52,27)	25,8(22,23)	0,1(6,22)	0,7(3,41)	12,1(11,8)	4,8(4,7)	2,73(2,70)	1200	Белый, без включений, с блестящей поверхностью	То же	
	5295	Нефелиновый сиенит	51,5(58)	№ 0112	54,2(55,56)	27,6(22,2)	0,3(5,32)	0,3(2,50)	7,6(6,44)	8,6(7,99)	0,9(0,9)	1200	Молочно-белый, без «мушки», с блестящей поверхностью	"	
	471	То же	61,5(60)	№ 0112	56,3(54,02)	24,35(23,33)	0,2(2,6)	0,6(1,80)	7,5(9,60)	7,28(8,50)	1,0(1,13)	1200	То же	"	
	607	Хибинит	52,9(60)	№ 0112	58(60,34)	22,3(21,25)	0,29(1,71)	0,19(1,05)	12,9(9,98)	4,27(4,52)	3(2,20)	1200	Белый, с редкими мелкими черными точками	"	
443	Нефелин-либнеритовый сиенит	67,0(75)	№ 0071	62,5(60,4)	21,72(21,93)	0,88(4,24)	0,18(0,27)	8,0(8,95)	5,03(4,85)	1,6(1,90)	1200	Серовато-белый, поверхность матовая, блестящая	"		
51	Либеритовый сиенит	33,5(70)	№ 0071	61,2(59,74)	25,46(24,47)	0,24(2,82)	0,42(0,42)	11,6(10,2)	0,71(0,62)	16,3(1,64)	1200	Светло-розоватый, стекловатый, с редкой «мушкой» гидроксидов железа	Либ + ПШ (Орт)		
Карсакапай	12945	Лейкосиенит	60,7(80)	№ 0112 и 0071	66,02(65,80)	19,35(18,98)	0,40(0,61)	0,43(0,43)	4,50(4,80)	8,86(8,60)	0,50	1200	Белый, однородный, прозрачный, стекловидный, без единой «мушки»	ПШ (Орт + Ав)	
	12946	Либеритовый сиенит	61,4(75)	№ 0112 и 0071	65,88(65,20)	18,98(18,86)	0,40(1,01)	0,43(0,43)	4,73(4,92)	9,42(2,10)	0,50	1200	Белый, прозрачный, стекловидный, однородный, без «мушки»	Либ + ПШ (Орт+Ав)	
Абаевский	731	Трахитовый нефелиновый сиенит	71,0(65)	№ 0112 и 0071	63,56(62,52)	19,54(19,23)	0,40(0,74)	0,28(0,58)	6,94(7,16)	7,42(8,0)	0,90	1200	Белый, прозрачный, однородный, без «мушки»	Не + ПШ	
	677	Либеритовый сиенит	84,8(70)	№ 0112 и 0071	65,52(63,50)	18,6(18,23)	0,61(2,43)	0,28(0,29)	7,14(6,66)	7,28(7,7)	1,00	1200	Серовато-белый, прозрачный, однородный, без «мушки»	То же	
	671	Нефелиновый сиенит	43,4(60)	№ 0112 и 0071	62,54(59,89)	20,60(18,86)	0,40(1,89)	1,65(2,02)	7,70(7,44)	6,14(6,60)	1,25	1200	Белый, однородный, чистый, прозрачный, без единой «мушки»	"	
Ирису	471	Нефелиновый сиенит	47,4(65)	№ 0112 и 0071	59,16(57,76)	22,10(20,93)	0,20(0,41)	3,68(4,76)	9,28(9,08)	4,40(4,0)	2,10	1200	Белый, прозрачный, без единой «мушки»	Не + ПШ	
	475	То же	32,0	№ 0112 и 0071	58,82(56,53)	22,74(19,98)	0,20(2,90)	2,16(4,48)	11,0(9,54)	3,88(4,0)	2,80	1200	Прозрачно-белый, однородный, без единой «мушки»	То же	
	476	Псевдолейцитовый сиенит	30,5(60)	№ 0112 и 0071	58,39	22,36	0,20	2,16	11,0	4,0	2,75	1200	То же	"	
Машат	1232	Лейцитовый базальт	22(10)	№ 0112 и 0071	47,29(46,0)	17,59(16,0)	0,40(12,0)	9,10(13,0)	1,24(3,0)	12,10(3,1)	0,10	1200	Черное однородное стекло — «обсидиан», без «мушки»	Не + ПШ	
Бадам	1082	Щелочной сиенит-порфир	33,7(65)	№ 0112 и 0071	63,10(52)	19,11(17)	0,61(10,1)	1,15(5,3)	10,30(6,57)	4,20(2,6)	2,45	1200	Светло-серый, однородный, стекловидный, без «мушки»	ПШ	
	1449	Меланократовый трахит-порфир	21,4	№ 0112	62,32	19,98	1,01	1,58	3,50	8,60	0,40	1200	Серовато-зеленый, ноздреватый, «пузырчатое стекло» бутылочно-зеленого цвета, без «мушки»	"	
	1449 ^б	Трахит-порфир	20,0(50)	№ 0112 и 0071	62,53(51,4)	19,66(17,4)	1,0(7,5)	1,44(6,5)	4,46(7,0)	8,00(3,5)	0,55	1200	То же	"	
	1054	Щелочной сиенит-порфир	46,3(65)	№ 0112 и 0071	60,45(52)	18,48(17)	1,41(10,1)	1,87(13,0)	9,42(3,0)	5,62(3,1)	1,65	1200	Светло-зеленовато-серый, однородный, стекловидный, без «мушки»	"	
	1065	Меланократовый трахит-порфир	8,2(50)	№ 0112 и 0071	61,66(51,4)	19,66(17,4)	0,54(7,5)	2,74(6,5)	8,42(7,0)	4,90(3,5)	1,7	1200	Серовато-зеленый, однородный, без «мушки»	"	
Борсыксай	1192	Сиенит-порфир либнеритизированный	8,4(50)	№ 0112 и 0071	Не опр.**	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			Серый, стекловидный, без «мушки»	ПШ	
	87	То же	33,4(60)	№ 0112 и 0071	66,86	17,4	4,86	0,05	4,3	6,20			То же	"	
	18	Нефелиновый сиенит	46,0(70)	№ 0112 и 0071	63,7	20,7	0,58	0,76	8,9	5,3	1,7		Белый, однородный, стекловатый	Не + ПШ (Аб+Орт)	
	6768	Нефелиновый сиенит пегматоидный	33,0(65)	№ 0112 и 0071	56,8	23,7	4,95	1,4	4,32	9,8			То же	То же	
	133	Щелочной сиенит (биотит-амфиболовый)	37,1(60)	№ 0112 и 0071	63,2	21,3	0,62	0,80	9,2	6,00	(1,70)		То же	То же	
					57,5	22,9	5,00	1,30	4,25	8,5			Светло-серый, однородный, без «мушки»	ПШ	
					Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	9,98	3,7	(1,53)		1200	То же	То же
					62,34	19,05	0,81	0,65	4,7	7,0				Светло-серый, без «мушки»	"
					63,5	20,7	1,5	0,80	8,5	5,4	(2,7)			Светло-серый, без «мушки»	"
					61,8	14,00	1,85	0,95	6,4	6,2				Серовато-белый, прозрачный, стекловидный, без «мушки»	Либ + ПШ
				64,3	20,1	1,60	0,75	8,4	5,8	(1,6)			Светло-розовый, полустекловатый, с редкой «мушкой» гидроксидов железа	ПШ (Аб+Орт)	
				61,40	18,8	1,56	0,80	7,70	6,10	(1,5)			То же	Либ + ПШ	
Карасор	170	Щелочной сиенит (амфиболовый)	40,5(50)	№ 0112 и 0071	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.				
	189	То же	25,0(55)	№ 0112 и 0071	63,82	19,4	3,00	0,7	4,9	6,5					
					63,65	19,10	2,5	0,74	7,10	6,40	(1,05)		1200	Светло-серый, стекловидный, с редкой «мушкой»	ПШ (Аб+Орт)
	235	Либеритовый сиенит	10,0(60)	№ 0112 и 0071	62,90	18,60	3,10	0,85	5,90	5,95	(1,00)				
				62,60	20,45	1,65	0,75	7,20	7,10						
				59,84	18,90	2,10	0,80	6,85	7,20						

* Первые цифры — каликатровое отношение в концентрате, в скобках — отношение в породе.

** В числителе — среднее содержание компонентов в концентрате, в знаменателе — среднее количество компонентов в породе.

