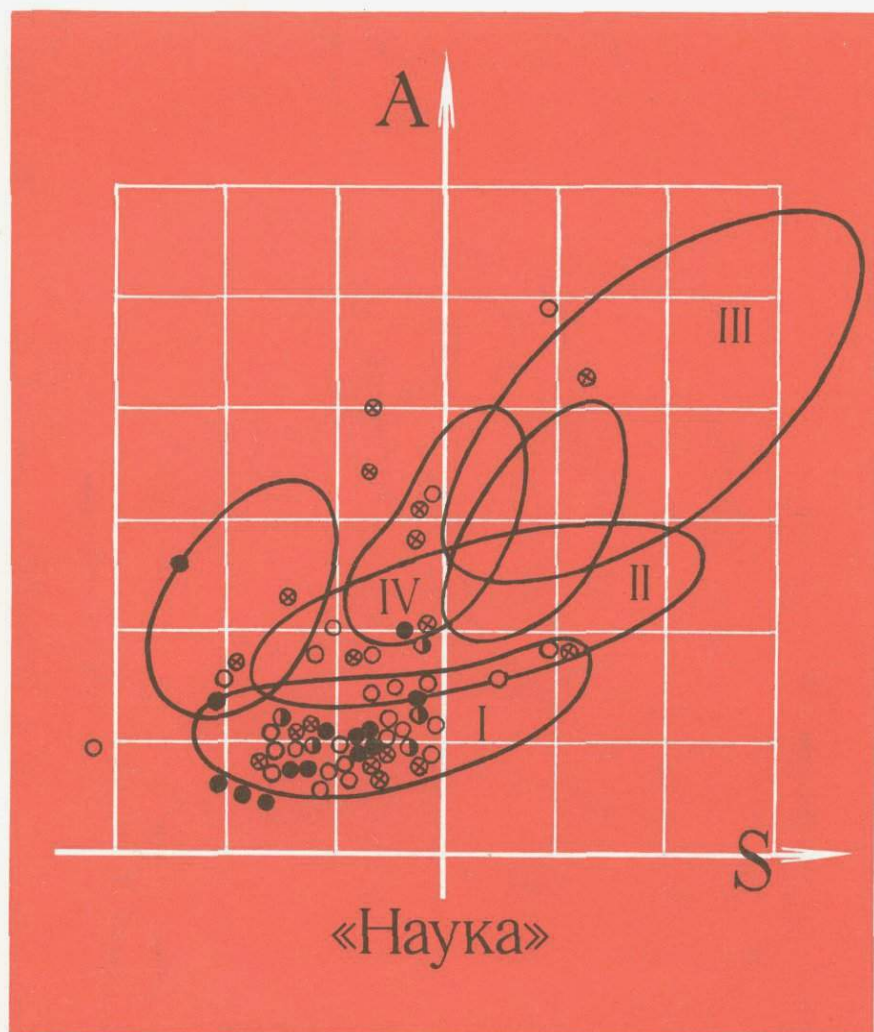


Эволюция магматизма Средней Азии



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

Институт геологии и геофизики
им. Х.М. Абдуллаева АН УзССР

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Ответственные редакторы

академик АН УзССР *И.Х. Хамрабаев*,

кандидат геолого-минералогических наук *А.К. Симон*



МОСКВА "НАУКА"

1986



5126

*И.К. Абубакиров, А.А. Кустарникова, К.А. Рахманов, И.Х. Хамрабаев,
П.Т. Азимов, М.Б. Акрамов, С.М. Бабаходжаев, Р.Б. Баратов,
В.Н. Богдецкий, К.Дж. Боконбаев, Л.М. Гонфауф, И.В. Ефремов,
В.А. Кутенец, В.С. Лутков, В.В. Нарижнев, Л.И. Соломович,
В.М. Стеблова, Х.С. Таджидинов, К.У. Урунбаев.*

Эволюция магматизма Средней Азии. М.: Наука, 1986.

В данной монографии рассматриваются магматические формации, их объем, возраст, петрографический состав, химизм, редкие и рассеянные элементы, металлогеническая специализация. Приведена типизация формаций по геодинамическим режимам, обосновывается выделение типов магматизма. Обсуждаются изменения главных признаков типа магматизма в зависимости от субстрата и времени проявления. Воссоздается эволюция магматизма на территории Средней Азии от раннего докембрия до конца кайнозоя, которая рассматривается, с одной стороны, как смена геодинамических режимов, а с другой — как отражение характера формирования континентальной земной коры. Установлено индикаторное значение магматических формаций в металлогении и познании состава земной коры.

Книга рассчитана на специалистов в области петрологии и формационного анализа.
Ил. 59. Табл. 4. Библиогр. 104 назв.

Рецензенты:

Х.Н. БАЙМУХАМЕДОВ, О.П. ГОРЬКОВОЙ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Наука о Земле, в том числе петрология, в настоящее время находятся в переходной фазе от сбора и классификации фактов к их анализу и объяснению. Это наглядно отражает и предлагаемая работа, в основу которой легли материалы более чем 50-летних исследований магматических и метаморфических пород Средней Азии, осуществленных в разных ее районах при проведении геологической съемки различных масштабов, поисково-разведочных и специальных петрологических работ. Преобладающая масса материалов получена с открытых площадей Срединного и Южного Тянь-Шаня и Памира.

Большая часть накопленных в последние годы данных систематизирована и опубликована в нескольких книгах, десятках статей, в девяти докторских и многих кандидатских диссертациях. Среди них наиболее обобщающими являются монографии: "Петрография Узбекистана" (1964—1965) в 2-х томах, "Каталог интрузивных массивов Узбекистана" (1975) в 2-х томах, "Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана" (1976), "Фации и формации магматических пород Узбекистана" (1977), "Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая" (1978), "Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня" (1979), "Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии" (1982) в 2-м томах, "Карта магматических комплексов Узбекской ССР" (1984), "Петрография Таджикистана" (1985—1986) и другие работы. Эти материалы также отражены в ряде геологических карт и схем Средней Азии и отдельных республик. Кроме того, данные по отдельным семействам и формациям магматических пород нашли отражение в обобщающих работах, в частности "Магматические формации СССР" (1979) в 2-х томах, "Магматические горные породы" (1983) в 2-х томах.

История петрологических исследований связана со многими именами и распадается на ряд этапов. Первые специальные петрологические исследования были осуществлены В.А. Николаевым, К.Н. Вендландом, С.Ф. Машковцевым, С.И. Клунниковым, проводившими в 30-х годах изучение магматических пород Тянь-Шаня и Памира. Значительный вклад в изучение магматизма внесен В.И. Поповым. В его монографии "История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня" (1938) раскрыта связь магматических процессов с тектоническими движениями и впервые отмечен факт скольжения (омоложения) возраста магматитов с севера (Северный Тянь-Шань) на юг (Южный Памир).

В 40—50-х годах петрологические исследования главным образом

сопровождали значительные по объему геолого-съемочные и поисково-разведочные работы, развернувшиеся по большинству горнорудных районов Средней Азии. Так, появились работы по основным и ультраосновным породам Султануиздага в Западном Узбекистане (Я.С. Висьневский, 1941), гранитоидным формациям гор Нуратау, западной части Чаткальского и Кураминского хребтов (Ф.Ш. Раджабов, 1941; И.М. Исамухамедов, 1955), вулканогенных пород Юго-Западного Тянь-Шаня (Н.П. Васильковский, 1952), магматических формаций малых интрузий гор Моголтау (И.Х. Хамрабаев, 1947).

В это же время, с начала 50-х годов, наряду с указанными регионально-петрографическими исследованиями по инициативе Х.М. Абдуллаева родилось новое, петрометаллогеническое направление, главной целью которого было выявление генетической связи магматизма с эндогенными месторождениями. Эти исследования охватывали аспекты потенциальной металлоносности интрузивов и влияния на них состава окружающей среды.

В дальнейшем, в 60—70-х годах, работы в данном направлении были успешно продолжены сторонниками и учениками Х.М. Абдуллаева (М.Б. Акрамов, С.М. Бабаходжаев, Р.Б. Баратов, О.П. Горьковой, А.К. Каххаров, Ф.А. Усманов, К.У. Урунбаев, М.Х. Хамидов, И.Х. Хамрабаев и др.). Стержень изысканий составили работы по детальному изучению геохимии и аксессуарных минералов интрузивных пород. Эти исследования вместе с первыми данными определенной абсолютного возраста калий-аргоновым методом, полученными в лабораториях ИГЕМ АН СССР, ВСЕГЕИ, ИГиГ АН УзССР, САИГИМС и др., давали возможность более уверенно расчленять интрузивные массивы и устанавливать черты их формационной принадлежности и рудоносности.

В этот же период (1960—1970 гг.) по инициативе И.Х. Хамрабаева, в Институте геологии и геофизики АН УзССР были организованы геохронологические, экспериментальные и петрофизические исследования горных пород.

Одновременно на новом, более высоком уровне продолжались собственно петрологические изыскания, направленные на выяснение фациальной и формационной принадлежности магматитов отдельных массивов и районов, включая некоторые закрытые территории. Результаты этих исследований нашли свое отражение в многочисленных научных отчетах и публикациях. Наиболее обобщающими среди них являются работы Х.М. Абдуллаева, П.Т. Азимова, В.И. Айзенштата, В.А. Арапова, В.В. Баранова, Б.Ф. Василевского, Я.С. Висьневского, Т.Н. Далимова, И.М. Исамухамедова, В.П. Коржаева, П.Д. Купченко, А.А. Кустарниковой, И.М. Мирходжаева, И.В. Мушкина, А.В. Покровского, К.У. Урунбаева, И.Х. Хамрабаева, Л.В. Шпотовой, З.А. Юдалевича и др. (по Узбекистану); М.Б. Акрамова, С.М. Бабаходжаева, Р.Б. Баратова, В.И. Буданова, К.Т. Будановой, Э.А. Дмитриева, В.С. Луткова, А.М. Месхи, В.В. Наричнева, В.М. Стебловой, Х.С. Таджидинова, М.Х. Хамидова и др. (по Таджикистану); А.Б. Бакирова, К.Дж. Боконбаева, В.Н. Богдецкого, М.Д. Геся, В.Б. Горянова, Е.Н. Горецкой, Т.А. Додоновой, И.А. Захарова, Р.М. Израилевой,

А.В. Киселева, В.Г. Королева, С.А. Леснова, К.Д. Помазкова, Ю.Л. Семенова, Л.И. Соломовича и др. (по Киргизии).

Совокупность этих трудов позволяет сформировать основные представления о происхождении всего разнообразия магматических пород в недрах Средней Азии и их истории формирования, что и предпринято в данном труде. Вместе с тем еще много аспектов петрологии Средней Азии остаются недостаточно изученными и поэтому освещенными не в должной мере.

Так, слабо изучены формационная принадлежность и фациальные особенности древних гранитоидных и мафит-ультрамафитовых магматитов; требуют доизучения мезозой-кайнозойские щелочные и щелочно-базальтоидные формации; остаются неисследованными магматические образования закрытых территорий, покрытые чехлом осадков мезозой-кайнозоя. От того, насколько скоро и детально будут изучены эти образования, занимающие почти 3/4 всей площади Средней Азии, зависит общий успех петрологии и металлогении региона.

К числу неизученных относится и механизм связи между спецификой магматизма и особенностями строения земной коры и верхней мантии. Эти связи подмечаются многими исследователями, в том числе и авторами данной монографии, но удовлетворительного объяснения они еще не получили.

В основу анализа и обобщения фактических данных, накопленных в процессе вышеперечисленных исследований, положен формационный принцип. Он наиболее геологичен, общепризнан и поэтому наиболее предпочтителен для анализа эволюции магматизма, хотя в выделении конкретных магматических формаций и в понимании их роли в строении и развитии земной коры еще много надработок и неясностей.

В этом труде далеко не все принятые представления и предложенные схемы бесспорны. Более того, и самими авторами этой работы не все тезисы или построения принимаются единогласно. Тем не менее в создании настоящей монографии принимал участие большой авторский коллектив. Он представляет петрологический актив всех республик Средней Азии, за исключением Туркмении, а также включает представления исследователей научных организаций Москвы и Ленинграда (ИГЕМ АН СССР, ВСЕГЕИ и др.), ведущих петрологические исследования в Средней Азии.

В основу предлагаемой монографии положены материалы личных многолетних исследований авторов по петрологии Средней Азии с учетом данных крупномасштабных геологических съемок и специализированных тематических работ. Систематизацию и творческую обработку материалов выполнили сотрудники Института геологии и геофизики АН УзССР: И.К. Абубакиров, А.А. Кустарникова и К.А. Рахманов под общим руководством и при непосредственном участии академика АН УзССР И.Х. Хамрабаева.

Авторами отдельных глав книги являются: глава 1 — А.А. Кустарникова, И.Х. Хамрабаев, глава 2 — И.К. Абубакиров (отдельные формации охарактеризованы М.Б. Акрамовым, В.Н. Богдецким, К.Д. Боконбаевым, А.А. Кустарниковой, Л.И. Соломовичем, Х.С. Таджиди-

новым), главы 3 и 4 — В.Н. Богдецкий, И.В. Ефремов, глава 5 — А.А. Кустарникова, В.С. Лутков, Р.Б. Баратов (отдельные формации охарактеризованы И.К. Абубакировым, П.Т. Азимовым, Л.М. Гопфауф, В.А. Кутенцом, В.В. Наричевым, В.М. Стебловой), глава 6 — М.Б. Акрамов, Х.С. Таджидинов, глава 7 — К.А. Рахманов, Л.И. Соломович, (отдельные формации охарактеризованы С.М. Бабаходжаевым, В.Н. Богдецкий, Х.С. Таджидиновым, К.У. Урунбаевым), глава 8 — И.К. Абубакиров, А.А. Кустарникова, И.Х. Хамрабаев.

В обобщении и систематизации материалов по петрохимии магматических пород Средней Азии, а также в составлении рисунков большое участие приняли сотрудники Института геологии и геофизики АН УзССР Н.К. Бурлакова и Н.Х. Якубов.

Авторы благодарны руководству Межведомственного петрографического комитета СССР за оказанную помощь в подготовке настоящей монографии к публикации.

Глава I

К ВОПРОСУ О ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРЕДПОСЫЛКАХ РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Наличие метамагматических пород на территории Средней Азии с абсолютным возрастом более 2—3 млрд. лет определяет необходимость воссоздания истории магматизма с древнейшей стадии тектономагматической эволюции Земли. При этом выявляется также необходимость выбора модели раннедокембрийской истории Земли.

В середине 50-х годов В.И. Попов [71], основываясь на особенностях геологического строения Средней Азии, предложил ядерную теорию развития земной коры. Согласно ей рост материков происходит волнообразно и центростремительно из некоторых центров, получивших название "срединных масс", "зародышевых платформ" или "материковых ядер", нарождавшихся и развивавшихся в разное время, начиная с докембрия. В основе такого разрастания в первую очередь лежит дополнительное поступление извергающихся снизу и слагающих материковую земную кору масс сиалических, магматических материалов. Развивая в геологии вещественно-исторические представления об эволюции земной коры, В.И. Попов выделил следующие этапы развития земной коры в Средней Азии: внутриокеанический, окраинный и внутриконтинентальный, подчеркивая, что основным процессом является необратимое поступательное вещественное развитие и разрастание сиалической земной коры, проходящее через эти три последовательных этапа. На территории Средней Азии им выделены ядерные и межъядерные участки и показано расположение главных поясов мафитов и ультрамафитов.

В начале 70-х годов в связи с выявлением новых площадей развития пород докембрийского возраста на территории Средней Азии возродилась концепция повсеместного развития допалеозойского складчатого основания—панплатформы, перекрытой кембрий-ордовикским осадочным чехлом. При этом считалось, что все послепалеозойские изменения земной коры сводятся только к механическим деформациям.

С этого времени упомянутые концепции развивались параллельно, обрастая новыми фактами, как подтверждающими каждую из них, так и опровергающими.

Концепция существования единой докембрийской панплатформы на территории Средней Азии в работах Р.Н. Абдуллаева и Т.Н. Далимова (1982 г) получила дальнейшее развитие. Они выдвинули гипотезу последовательных во времени и пространстве (с севера на юг) ее расколов (рифтинга), различная глубина и ширина которых опре-

деляла характер последующего геотектонического и магматического развития.

Концепция разрастания материковой коры за счет океанической разрабатывалась в нашей стране в тесной связи с теорией геосинклиналей. Такие представления почти одновременно возникли у многих геологов. Однако наиболее полное развитие эта гипотеза получила в результате работ А.В. Пейве (1969) и других исследователей по изучению офиолитового комплекса материков и сравнения его с составом океанической коры.

Г.И. Макарычев [52], исходя из представлений А.В. Пейве, на основе анализа тектонической и магматической эволюции геосинклиналей Западного Тянь-Шаня сделал вывод о заложении здесь геосинклиналей не на жестком сиалическом основании, а на коре океанического типа, существовавшей здесь до начала рифея, а местами до нижнего палеозоя.

Для Восточного Тянь-Шаня подобные идеи развивают Е.В. Христов и др., а для Памира — С.В. Руженцев и др.

Гранито-гнейсовый фундамент на территории Тянь-Шаня формировался длительно, причем постепенно мигрировал в направлении с севера на юг. По данным М.Д. Геся [51], зарождение разрозненных участков гранито-метаморфического слоя происходило одновременно: от 2 млрд. до 700 млн. лет в Северном и около 1 млрд. лет в Среднем Тянь-Шане. О неодновременном зарождении гранитно-метаморфического слоя на территории Узбекистана и прилегающих районов и о том, что в рифее только в отдельных районах Средней Азии имелись признаки незрелой сиалической коры, указывалось также ранее нами [93].

Позднее А.К. Бухарин [26] на территории Среднего и Южного Тянь-Шаня выделяет три типа докембрийской коры: континентальный, переходный и океанический. Подобную точку зрения на материалах Южного Памира развивает Х.С. Таджидинов [87].

В 1978 г. по материалам изучения вулканогенных пород Западного Узбекистана нами впервые для указанной территории выделены океанический и рифтовый типы вулканизма. Последующие исследования позволили параллелизовать продукты океанского вулканизма с некоторыми тихоокеанскими вулканидами, специфичными для определенных океанических геоструктур, а именно внутрокеаническими рифтами и вулканическими островами (типа Гавайских), и, кроме того, выделить среди продуктов геосинклинального вулканизма эквиваленты, присущие как эвгеосинклиналям, т.е. геосинклиналям, заложившимся на коре океанического типа, так и миогеосинклиналям, в основании которых при заложении присутствовал гранитно-метаморфический слой. Кроме того, выявлено наличие на территории Средней Азии структур, развивающихся в раздвиге континентальных блоков. Магматизм этих структур схож с таковым типичных эвгеосинклиналей, но продолжительность развития их намного короче, т.е. охватывает время не более одного периода, тогда как время развития типичных эвгеосинклиналей охватывает несколько периодов. Примером структур подобного рода могут слу-

жить Мечетлинская (Южный Тянь-Шань) и Калайхумб-Сауксайская (Северный Памир) структурно-формационные зоны, где магматизм собственно геосинклинального этапа проявился в течении всего лишь раннего карбона.

Таким образом, принятая и развиваемая нами концепция позволяет выделить на территории Средней Азии геоструктуры, отражающие направленное вещественно-историческое развитие земной коры. К ним относятся геоструктуры (и присущий только им магматизм) протоконтинентов и палеоокеана, переходной зоны от океанической коры к континентальной: эвгеосинклинали, геоструктуры активизации континентальной коры, орогенные вулканические пояса, миогеосинклинали. Посредством магматизма перечисленных структур осуществлялся последовательный процесс "континентализации" земной коры. Наряду с ними имеются структуры, нарушающие, но не останавливающие эволюционный процесс. К ним относятся рифты, которые могут появляться на любом этапе эволюции земной коры. Прерывая на время этот процесс, они поставляют продукты мантийного магматизма и тем самым становятся индикаторами эволюции на мантийном уровне.

В противоположность сказанному выше альтернативная концепция приводит к выводу о дискретной эволюции отдельных структур (конструктивных и деструктивных) и отсутствии общей направленности развития земной коры.

Прежде чем приступить к описанию магматических формаций конкретных типов геоструктур, возвратимся к вопросу о древнейших образованиях Средней Азии — раннедокембрийских комплексах, которые сторонники панплатформенного состояния земной коры Средней Азии единодушно считают исключительно тождественными на всей ее территории.

По-видимому, это вполне справедливо относительно парапород, что же касается ортопород, то устанавливается определенное различие как в составе ультраосновных, так и кислых магматитов протоконтинентальных участков северной и южной частей Средней Азии. Так, если в Муюнкумо-Наратском массиве (Северный Тянь-Шань) и Кассанском блоке Фергано-Кураминского массива (Средний Тянь-Шань) ультрамафиты представлены преимущественно апогарцбургитовыми серпентинитами, то в Памиро-Нуристанском массиве (Юго-Западный Памир), Байсунском и Гармском блоках Гиссаро-Дарвазского массива (Южный Тянь-Шань) они представлены главным образом ортопироксенитами, реже аполерцолитовыми, аповерлитовыми и апопикритовыми серпентинитами.

Среди древнейших (PR₁) кремнекислых пород в Средней Азии наиболее широко распространены породы мигматит-гранитогнейсовой формации. Однако наряду с ней развиты также весьма специфические формации этого же возраста: тоналит-гранодиорит-плагиогранитовая — в Среднем Тянь-Шане, высокоглиноземистых гранитов — в Южном Тянь-Шане и Южном Памире, чернокитовая — в Юго-Западном Памире.

Таким образом, различия в раннедокембрийском магматизме

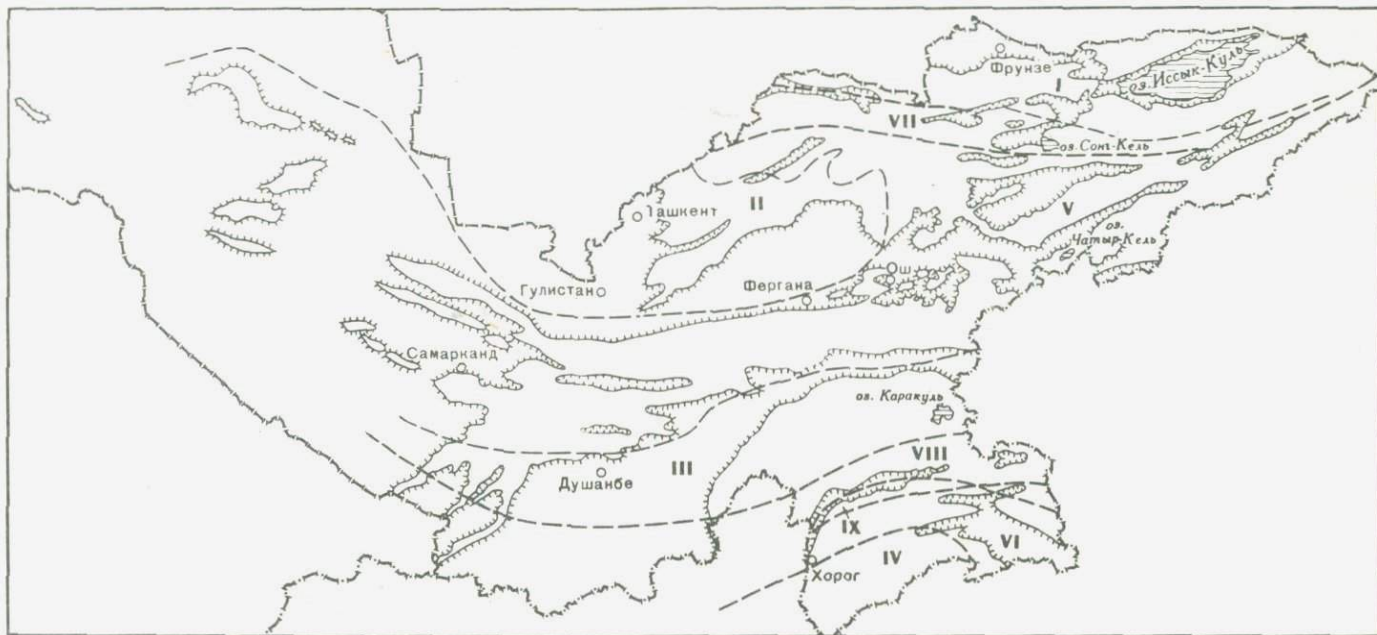


Рис. 1. Схема расположения докембрийских протоконтинентов и палеоокеана Средней Азии

I-IV — протоконтиненты (I — Муюнкумо-Наратский, II — Фергано-Кураминский, III — Гиссаро-Дарвазский, IV — Памиро-Нуристанский); V-VI — палеоокеан (V — Тянь-Шаньский сегмент, VI — Юго-Восточно-Памирский сегмент); VII — континентальная окраина Муюнкумо-Наратского протоконтинента; VIII — Центрально-Памирский зеленокаменный пояс; IX — Рушанско-Пшартский древний рифт

отдельных регионов Средней Азии несомненно имеются, что позволяет допустить изолированное развитие упомянутых протоконтинентов, разделенных палеоокеаном. К этому следует добавить, что докембрийская геологическая история Средней Азии по продолжительности в пять раз превышает таковую фанерозоя, и уже только одно это обстоятельство вынуждает, пренебрегая определенными трудностями, попытаться с максимально возможным приближением воссоздать геотектоническую обстановку и магматизм глубокого докембрия. Именно поэтому, несмотря на ограниченность фактических материалов по магматизму раннего докембрия, мы берем на себя смелость выделить магматические формации, соответствующие древнейшим геотектоническим структурам на территории Средней Азии, а именно протоконтинентов и палеоокеана (рис. 1).

В позднедокембрийской и фанерозойской истории Средней Азии выделяются магматические формации эвгеосинклиналей, миогеосинклиналей, вулканоплутонических поясов, вторичных геосинклиналей, рифтов и др. Всего диагностировано 13 геотектонических режимов, которые сменялись в пространстве и во времени, обусловив выделение к концу палеозоя—началу мезозоя 28 структурно-формационных зон на территории Средней Азии (рис. 2), каждая из которых отличается от смежной набором формаций (формационным рядом), отражающих специфику развития магматизма во времени в этих дискретных пространствах. Поскольку описание магматических формаций производится по геотектоническим режимам, то целесообразно привести здесь краткую геологическую характеристику как выделенных структурно-формационных зон, так и территории Средней Азии в целом. По тектоно-географическому делению Средняя Азия подразделяется на Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань, Северный и Южный Памир.

Складчатые сооружения Северного Тянь-Шаня слагают территорию, отличающуюся широким развитием докембрийских и раннепалеозойских магматических и осадочно-вулканогенных образований. Основная складчатость — каледонская, поэтому средне- и верхнепалеозойские магматические образования относятся к постконсолидационной активизации каледонид. Северный Тянь-Шань включает пять структурно-формационных зон. Из них Муюнкумо-Наратская зона отличается наличием самых древних ($AR-PR_1$) магматических формаций, характеризующих развитие и стабилизацию одноименного протоконтинента. Со среднего рифея на нем закладывались вторичная геосинклиналь (Чилик-Кеминская зона), а по обрамлению — миогеосинклинали (Карабалтинская и западная часть Сарыджазской зоны). В позднем рифее—венде на всей территории Северного Тянь-Шаня устанавливается геосинклинальный режим, характеризовавшийся высокой дифференцированностью движений, различиями в осадконакоплении и магматизме. Однако типичный для эвгеосинклиналей ряд магматических формаций датируется нижним палеозоем и развит в основном в Киргизско-Терскской зоне. В целом в Северном Тянь-Шане широко представлены интрузии каледонского тектогенеза. Этап становления раннекаледонских поднятий сопровождался внедрением в раннем ордовике

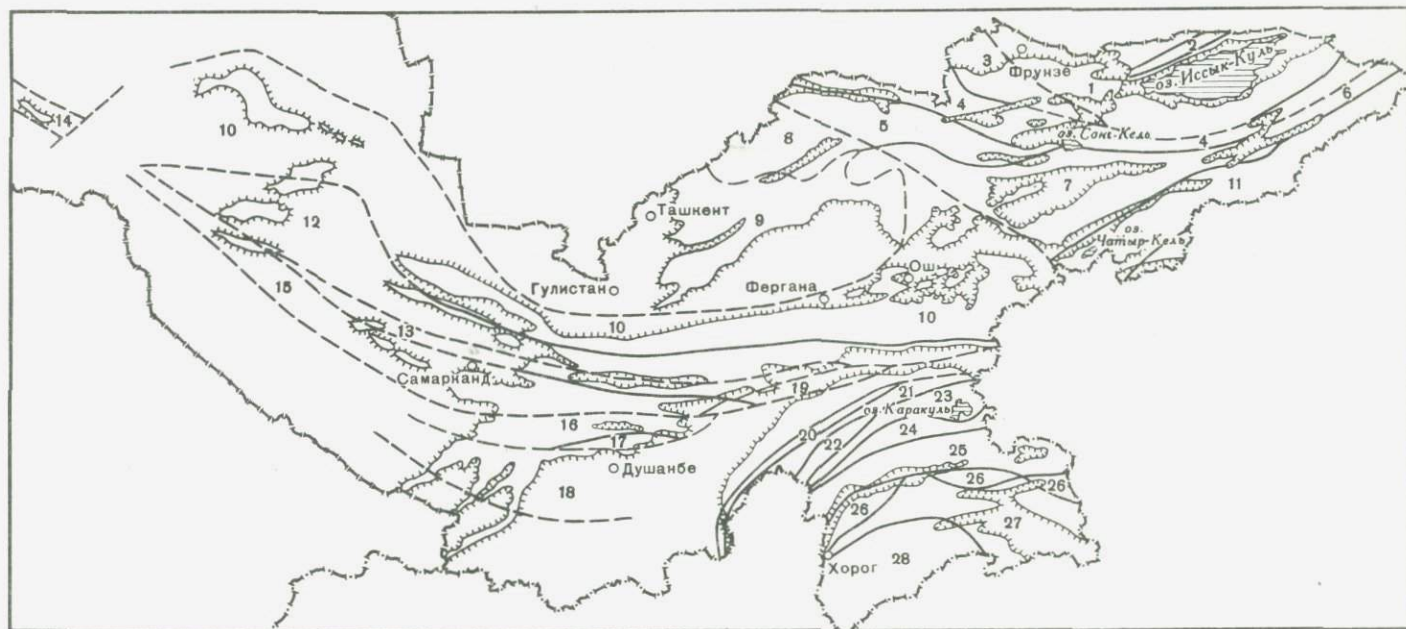


Рис. 2. Схема расположения структурно-формационных зон на территории Средней Азии в палеозое

Северный Тянь-Шань: 1 — Муонкумо-Наратская; 2 — Челик-Кеминская, 3 — Карабалтинская, 4 — Киргизско-Терскайская, 5 — Таласо-Каратауская; Срединный Тянь-Шань: 6 — Сарыджазская, 7 — Нарынская, 8 — Чаткальская, 9 — Кураминская; Южный Тянь-Шань: 10 — Букантау-Карачатыр-Алайская, 11 — Атбаш-Хантенгрийская, 12 — Ауминза-Туркестанская, 13 — Каттармай-Ягнобская, 14 — Султануиздагская, 15 — Зарафшано-Алайская, 16 — Южно-Гиссарская, 17 — Мечетлинская, 18 — Байсунская, 19 — Гармская; Северный Памир: 20 — Дарваз-Заалайская, 21 — Калайхумб-Сауксайская, 22 — Курговатская, 23 — Каракульская, 24 — Дарваз-Сарыкольская; Южный Памир: 25 — Центрально-Памирская, 26 — Рушанско-Пшартская, 27 — Юго-Восточного Памира, 28 — Памиро-Нуристанская

плагиигранит-гранодиорит-монцонитовых интрузий, образующих тела малых и средних размеров (до 300—600 км²). В орогенный этап формировались огромные многофазные плутоны позднеордовикских, реже силурийских гранитоидов. Последующий (D₁, C₃—P₁, K—P) магматизм в Северном Тянь-Шане связывается уже с постконсолидационной активизацией как глубинных мантийных, так и коровых магм.

Складчатая система Срединного Тянь-Шаня в территориальном отношении занимает место между каледонидами Северного и герцинидами Южного Тянь-Шаня. Она включает четыре структурно-формационные зоны. Из них Кураминская и Чаткальская (без Кассана) зоны составляют восточную часть Фергано-Кураминского протоконтинента, который с позднего докембрия до среднего палеозоя выступал как срединный массив среди байкальских, каледонских и герцинских геосинклиналей Северного и Южного Тянь-Шаня. Магматические формации упомянутых циклов слагают чехол срединного массива и имеют черты сходства с магматитами соответствующих тектоно-магматических циклов. Начиная со среднего карбона до конца палеозоя—начала мезозоя Срединный Тянь-Шань — устойчивая орогенная область с интенсивно проявившимся магматизмом. Масштаб интрузивной деятельности заметно больше на юге Чаткальской зоны, где многофазные гранитоиды средне-позднекарбонového и пермского возрастов занимают значительные площади. Кураминская зона выступает в качестве орогенного вулкано-интрузивного пояса, заложившегося по периферии срединного массива, в котором вулканические и плутонические породы являются комагматами.

Восточная часть Сарыджазской зоны в раннем докембрии составляла юго-восточную часть Муюнкумо-Наратского протоконтинента, которая в последующем вовлекалась в байкальский и герцинский геосинклинально-складчатые циклы, минуя каледонский, наиболее проявившийся на остальной территории протоконтинента.

Нарынская зона, Кассанский блок и Баубашатинский район с раннего докембрия до позднего палеозоя (C₂) в основном представляли собой ложе палеоокеана — меланократовое основание, соответствующее "базальтовому" слою земной коры. С позднего палеозоя эти зоны с разной степенью интенсивности вовлекались в герцинский орогенный цикл, во время которого внедрились габбродиорит-гранодиоритовые, монцонит-сиенитовые и лейкогранитовые интрузии.

Складчатая система Южного Тянь-Шаня располагается южнее Срединного и Северного и включает десять структурно-формационных зон. Главная роль в строении этой складчатой системы принадлежит осадочным и магматическим породам среднего и верхнего палеозоя. Нижнепалеозойские и докембрийские породы слагают небольшие, обычно тектонически обособленные выходы. Тем не менее среди них выделяются блоки, которые в раннем протерозое составляли Гиссаро-Дарвазский протоконтинент (Байсунская и Гармская структурно-формационные зоны) и палеоокеан (Букантау-Карабатыр-Алайская, Атбаши-Хантенгрийская зоны). С позднего до-

кембрия на территории Южного Тянь-Шаня закладывались геосинклинали и палеорифты, среди которых блоки палеоконтинентов выступали как срединные или краевые массивы. Частью краевого массива является Байсунская зона, в которой процессы каледонской активизации выразились в широком развитии плутоно-метаморфических процессов. Герцинская активизация массива привела к образованию Южногиссарского рифта с вулканизмом щелочно-оливин-базальтового состава и заложению вторичной геосинклинали с достаточно полным набором как геосинклинальных, так и орогенных формаций.

Гармскую зону характеризует полистадийное проявление метаморфизма андалузит-силлиманитовой серии, наложившегося на осадочные и магматические породы вплоть до среднепалеозойского периода. Позднепалеозойский магматизм зоны отличает отсутствие вулканической формы, а также широкое развитие магматитов повышенной щелочности вплоть до нефелиновых сиенитов.

Южно-Гиссарская зона уникальна по насыщенности интрузивными (гранитоидными) образованиями. Здесь развиты предорогенные и раннеорогенные средние и кислые вулканиты калиевого профиля, но резко преобладают орогенные калиевые гранитоиды, занимающие до 90% территории зоны и слагающие крупнейший в Южном Тянь-Шане позднепалеозойский Гиссарский плутон, имеющий полихронную природу [16]. На геосинклинальном этапе эта зона соответствовала слабомагматичным миогеоантиклиналям (Волочкович и др., 1973). По типу магматизма выделяются два блока — западный и восточный, условно разделенные субмеридиональным Варзобским разломом, западнее которого отсутствуют трубки взрыва щелочных базальтоидов [58]. Граница блоков в общих чертах совпадает с восточным ограничением ареала гиссарского (C_{2-3}) и западным — южноварзобского ($C_3—P_1$) комплексов (т.е. ареалы гранитоидов, как обычно, шире, чем шовные структуры). Восточный блок характеризуется более выраженным геантиклинальным режимом, слабым развитием осадочных формаций, увеличенной мощностью земной коры. Он отличается от западного по составу и типу эволюции вулканических и плутонических пород. В восточном блоке повышена в целом фемичность гранитоидов; растет роль гранодиоритов и кварцевых монцодиоритов, среди вулканитов преобладают андезиты и кварцевые латиты. Вместе с тем имеются отдельные интрузивные орогенные комплексы, ареалы которых захватывают оба блока. Средневзвешенный состав интрузивных пород восточного блока отвечает калиевому гранодиориту, а западного — калиевому граниту. Изучение ксенолитов из даек и трубок взрыва щелочных базальтоидов показало, что более лейкократовые гранитоиды западного блока формировались на коре байсунского типа, а более меланократовые гранитоиды восточного блока — на коре гармского типа. Это согласуется с различиями средневзвешенного состава гранитоидов Байсунской и Гармской зон, первый из которых отвечает калий-натриево-калийному граниту, а второй — натрий-калийному гранодиориту.

Зарафшано-Алайская зона в отличие от Южно-Гиссарской, харак-

теризуется широким развитием карбонатно-терригенных формаций миогеосинклинального типа. Слабо проявлены средние и кислые вулканы (O_{2-3} , $C_1?$, $P_1?$). Отмечается редуцированность орогенных гранитоидов (C_{2-3}), среди которых преобладают калиевые гранитоиды повышенной основности.

Для Ауминза-Туркестанской зоны также типично развитие миогеосинклинальных карбонатно-терригенных отложений, среди которых преобладают породы аспидной формации (S). Вулканизм здесь проявился только в позднем докембрии в виде потоков толеитовых базальтов. Среди интрузивных образований распространены, главным образом позднепалеозойские орогенные калиевые граниты, гранодиориты ($C_3—P_1$) и гранитоиды повышенной щелочности. Увеличены (в сравнении с другими зонами Южного Тянь-Шаня) масштабы развития щелочных и нефелиновых сиенитов ($P_2—T_1$).

Каттармай-Ягнобская зона выделяется среди других зон региона специфическим вулканизмом пикрито-базальтового ($R?—PZ_i$) и трахибазальт-трахитового ($O_3—S_1$) состава. Вулканы, чередующиеся с мощными толщами карбонатно-терригенных пород, претерпели глаукофан-зеленосланцевый метаморфизм. Этот вулканогенно-зеленосланцевый пояс имеет рифтогенную природу [16]. Среди орогенных образований в зоне преобладают сиениты, кварцевые сиениты, нефелиновые сиениты и незначительно развиты верхнепалеозойские калиевые гранитоиды, отмечается фonoлит-трахиты позднепермского возраста.

Мечетлинская зона характеризуется эвгеосинклинальным (хотя и несколько специфичным) набором магматических формаций [14]. Структура заложена при процессах рифтогенеза на докембрийском кристаллическом основании в виде системы относительно узких эвгеосинклинальных трогов. Последние выклиниваются и замещаются калиевыми гранитоидами на западе и востоке по направлению к "жестким" структурам и, очевидно, содержат реликты первичной континентальной коры. Это объясняет относительно невысокую интенсивность проявления эвгеосинклинального вулканизма, интрузивных гипербазитов и базитов, повышенную "сиаличность" натриевой габбро-гранитоидной серии, развитие мелких тел орогенных калиевых гранитоидов (C_3) и вулканитов трахиандезитовой ($C_3?$) и дацит-липаритовой (P_1) формаций. Интрузивные образования составляют не более 10% площади зоны. Они отвечают по средневзвешенному составу натриевому гранодиориту (тоналиту) и резко отличаются в этом отношении от калиевых гранитоидов, преобладающих в других зонах Гиссаро-Алая.

Аналогичный (рифтогенный) характер эвгеосинклинали отмечается и в Султануиздагской зоне, где широко и представительно развиты магматические формации собственно геосинклинального этапа, длившегося в течение только девона. Магматизм орогенного этапа представлен гранитоидами ($C_3—P_1$) тоналит-трондьемитовой и гранит-лейкогранитовой формаций, а постконсолидационная активизация фиксируется внедрением щелочной магмы в $R—T$.

Букантау-Карачатыр-Алайская зона совмещает черты нескольких структур. В позднем докембрии здесь сосуществовали структуры,

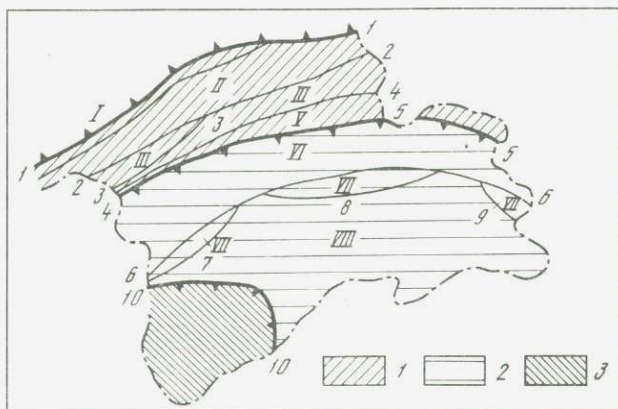


Рис. 3. Тектоническое районирование Памира в современном эрозионном срезе для палеозой-мезозойского времени (составил Х.С. Таджидинов)

А — складчатая система Северного Памира; *Б* — складчатая система Южного Памира; *В* — архейский кристаллический массив Юго-Западного Памира; 1, 5, 10 — глубинные разломы, разграничивающие основные структуры: 1 — Северо-Памирский; 5 — Ванч-Танымасский; 10 — Гунт-Мадкокбайский; 2—9 — глубинные (краевые) разломы межзональные; 2 — Висхарвский; 3 — Уйбулакский; 4 — Чубекский; 6 — Рушанско-Пшартский; 7 — Штамский; 8 — Северо-Мургабский; 9 — Дункельдыкский; I—VIII — структурно-формационные зоны: I — Дарваз-Заалайская; II — Калайхумб-Сауксайская; III — Курговатская; IV — Каракульская; V — Дарваз-Сарыкольская; VI — Центрального Памира (Бартанг-Ранкульская); VII — Рушанско-Пшартский вулканогенный пояс; VIII — Юго-Восточного Памира (Мургаб-Акуйская)

подобные срединно-океаническим хребтам (Северный Букантау), внутриокеаническим вулканическим поднятиям (Северный Тамдытау) и эвгеосинклиналям (Северный Нуратау). Вулканогенные образования этих структур относятся к "примитивным" натриевым толситовым базальтам. В зоне Южно-Ферганского глубинного разлома развиты ультрамафиты, являющиеся составной частью крупнейшего в Южном Тянь-Шане офиолитового пояса. Среди интрузивных пород преобладают орогенные габбро-гранитоидные формации, развиты также разнообразные щелочные породы (P_1 , P_2 — T_1). Зона характеризуется рядом признаков крупной рифтогенной структуры [44].

Памир был разделен Б.П. Бархатовым (1963) на Северный, Центральный, Юго-Восточный и Юго-Западный. Однако в настоящее время предложено несколько иное тектоническое районирование, принятое большинством геологов (рис. 3). В соответствии с ним на Памире выделяются три основные структуры: позднегерцинская складчатая система Северного Памира, киммерийско-альпийская складчатая система Южного Памира и Юго-Западный Памир — выступ архейского кристаллического Памиро-Нуристанского протоконтинента.

Северный Памир входит в Кузньлунскую складчатую систему и делится на пять зон, из которых лишь одна — Калайхумб-Сауксайская — соответствует герцинской эвгеосинклинали, заложившейся в раздвиге блоков Гиссаро-Дарвазского протоконтинента. Другие

зоны (Курговатская и западная часть Дарваз-Сарыкольской) представляют собой выступ на дневную поверхность блоков этого протоконтинента, а третьи (Дарваз-Заалайская, Каракульская) — структуры, развившиеся на нем.

Южный Памир входит в Каракорумскую складчатую систему и делится на три зоны: Центральную-Памирскую, Рушанско-Пшартскую и Юго-Восточного Памира. Перечисленные зоны отличаются друг от друга характером стратиграфических разрезов, типом тектонического развития и особенностями магматизма.

В геологической истории Южного Памира выделяется ряд этапов (циклов), охватывающих время от раннего протерозоя до неогена включительно. Весь этот период подразделяется на отрезки времени, характеризующиеся особенностями геодинамического развития: ранний протерозой — протогеосинклинальный и протоорогенный (Центральная-Памирская зона), древний рифт (Рушанско-Пшартская зона), палеоокеан (зона Юго-Восточного Памира). В фанерозое в кембрий-триасовое время зона Центрального Памира характеризовалась сквдзным унаследованным развитием миогеосинклинали. В карбон-триасовое время вновь активизируется Рушанско-Пшартская рифтогенная структура, а в зоне Юго-Восточного Памира развивается миогеосинклиналь. В юрско-раннепалеогеновый период Южный Памир в целом переживает эпигеосинклинальный орогенез, сменившийся в позднепалеоген-неогеновое время субплатформенным режимом, который активизировался в конце неогена и тектонически активен до настоящего времени.

5/215
Все вышеизложенное подчеркивает сложную многоэтапную геологическую историю Средней Азии, в которой магматизму принадлежит одна из важнейших ролей. Формационный анализ позволил типизировать магматизм по геотектоническим режимам и воссоздать на этой основе историю магматизма во времени и пространстве.

История развития магматизма на столь сложной в геологическом отношении территории, какой является Средняя Азия, составляет содержание настоящей монографии, а закономерности эволюции магматизма — ее главную суть.



ДОКЕМБРИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ПРОТОКОНТИНЕНТОВ И ПАЛЕООКЕАНА

Докембрийские магматические формации довольно широко распространены на территории Средней Азии, занимая в различных регионах площади от первых десятков до нескольких сотен квадратных километров при значительных мощностях (до 5—7 км), и известны во многих структурно-формационных зонах Памира и Тянь-Шаня. Их формационный анализ сопряжен с большими трудностями из-за недостаточной их петрографической и петрохимической изученности в отдельных районах, многократности и различной степени интенсивности испытанных породами метаморфических преобразований, отсутствия достаточно обоснованных данных об их возрасте. Кроме того, степень изученности магматических образований докембрия в разных регионах Средней Азии неодинакова: в одних они исследованы довольно детально при проведении крупномасштабных геолого-съёмочных и специализированных петрологических работ, в других — явно недостаточно, лишь на уровне среднемасштабных геологических съёмок.

Первичная магматическая природа докембрийских пород часто устанавливается с трудом, лишь по реликтовым минеральным парагенезисам, реликтам текстур и структур пород и по их химическому составу. Однако многие магматические формации докембрия Средней Азии в настоящее время выделяются исследователями довольно уверенно и обоснованно.

К ним относятся мафит-ультрамафитовые и кремнекислые формации комплекса основания протоконтинентов (Муюнкумо-Наратского, Фергано-Кураминского, Гиссаро-Дарвазского, Памиро-Нуристанского) и древних антиклинорных поднятий в Северном и Южном Тянь-Шане, зеленокаменных поясов (Центрально-Памирский) и палеоокеана Южно-Тяньшанский и Юго-Восточно-Памирский сегменты). Среди мафит-ультрамафитовых формаций выделяются вулканические: metabазальтовая раннего и позднего докембрия, щелочная metabазальт-метадацитовая и плутонические: габбро-перидотитовая, перидотит-пироксенит-габбровая, габбро-диабазовая, а среди кремнекислых формаций: мигматит-гранитогнейсовая, тоналит-гранодиорит-плагиогранитовая, чарнокитовая, базальт-липаритовая и дацит-липаритовая.

РАННЕДОКЕМБРИЙСКАЯ МЕТАБАЗАЛЬТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ПРОТОКОНТИНЕНТОВ

Породы рассматриваемой формации являются наиболее древними магматическими образованиями на территории Средней Азии. Они слагают основания фундаментов Муюнкумо-Наратского, Фергано-Кураминского, Гиссаро-Дарвазского и Памиро-Нуристанского протоконтинентов, а также ядра крупных антиклинорий в Киргизско-Терской (Макбальский, Бурханский) и Атбаши-Хантенгрийской (Атбашинский) складчатых системах.

Таблица 1
 Геохронологический возраст древнейших магматических пород
 Средней Азии по радиологическим данным*

Свита, серия	Метод	Порода	Возраст, млн лет
Северный Тянь-Шань			
Актюзская	α -Pb	Гнейс	2780±300
	"	Сланец актинолит-хлоритовый	1820±180
Куперлисайская	"	Мигматит	2550±250
	"	"	2050±200
Онарыкская	"	"	1960±200
Макбальская	"	Кварцит	2270±250
	"	"	2100±100
	"	"	1840±170
	K-Ar	Эклогит	1678—1688±75
	"	"	1159—1263±50
Нельдинская	α -Pb	Сланец гранат-биотитовый	2010±50
Срединный Тянь-Шань			
Кеолуйская	K-Ar	Гнейс биотитовый	886±20
Терексайская	"	Сланец биотитовый	502—540
Южный Тянь-Шань			
Байсунская	α -Pb	Перидотит	1756
	α -Pb	Тоналитогнейс	1200±80
	K-Ar	Сил-Кордгнейс	1400
	"	Гнейс биотит-мусковитовый	1239
	"	Амфиболит	946
	"	"	558—668
	"	Перидотит	886
Гармская	Pb-Pb, U-Pb, Th-Pb	Ортогнейс	2600—3000
Атбашинская	K-Ar	Амфиболит	567—1100
Центральный Памир			
Музкольская	K-Ar	Габбро оливинное	1345±72
	"	Пироксенит оливинный	1190±60
	"	Габбро-диабаз	964±38
Юго-Западный Памир			
Хорогская	K-Ar	Перидотит	3035—3060±300
	Pb-Pb, U-Pb, Th-Pb	Амфиболит	2400—2700±400—700

*Приводится по работам [3, 10, 12, 14, 18, 25, 34, 54, 72, 84, 87].

Возраст почти всех свит и толщ Тянь-Шаня и Памира, в составе которых преобладают породы метабазальтовой формации, до последнего времени остается довольно спорным. Лишь хорогская свита в Юго-Западном Памире и актюзская — в Северном Тянь-Шане большинством исследователей уверенно датируются археем, что подтверждается и радиологическими данными (табл. 1). Возраст остальных

свит рядом авторов [10, 12, 34] определяется как условно архейский (рубеж с нижним протерозоем 2600 ± 100 млн лет), а другими [18, 28, 84] — как нижнепротерозойский (рубеж с верхним протерозоем 1650 ± 50 млн лет). В связи с тем что состав метабазитовых пород, их геологическая позиция, степень их метаморфизма и последующих изменений в общем имеют много общих черт в различных регионах Средней Азии, мы вынуждены были отказаться от их разделения на архейские и нижнепротерозойские и охарактеризовать в составе единой metabазальтовой формации раннедокембрийского (AR-PR₁) возраста. Однако несомненно, что в дальнейшем, по мере накопления наших знаний, архей-нижнепротерозойский магматизм на территории Средней Азии будет охарактеризован более детально.

В Северном Тянь-Шане породы metabазальтовой формации слагают основание фундамента Муюнкумо-Наратского протоконтинента (Муюнкумский и Сарыджазский блоки), а также ядра Макбальского и Бурханского антиклинориев.

В Муюнкумском блоке metabазиты распространены на площади свыше 300 км^2 в западной части Заилийского хребта и в восточной части Киргизского хребта, где преобладают в составе актюзской свиты и кеминской серии (куперлисайская, кокбулакская, тегерментинская свиты), а также встречаются в разрезах онарыкской и кокмойнокской свит. Среди пород актюзской и тегерметинской свит располагаются группы небольших тел серпентинитов, лиственитов; единичные тела серпентинитов известны также в куперлисайской и кокмойнокской свитах. Наиболее хорошо изучены metabазиты актюзской и куперлисайской свит.

В составе актюзской свиты (видимая мощность 3000 м) metabазиты преобладают и представлены пластообразными и линзовидными телами эклогитов и гранатовых амфиболитов размером от первых метров до 50—60 м по мощности от 3—5 м до 500 м по протяженности, а также амфиболовыми гнейсами и различными сланцами преимущественно хлорит-эпидотового состава (часто с гранатом, пироксеном и амфиболом). Они переслаиваются с метапелитами (разнообразные гранат-калишпатовые двуслюдяные и мусковитовые гнейсы и кристаллические сланцы) и с редкими линзами мраморов. Породы свиты подвергались интенсивной гранитизации с широким развитием полей мигматитов.

Эклогиты представляют собой серо-зеленые и темно-зеленые среднеполосчатые и мелкозернистые массивные и реже — слегка полосчатые породы с преимущественно гранобластовой бластопорфировой и бластомилонитовой структурами с элементами диабластовой и симплектитовой. Они состоят (в %) из граната 30—60, иногда до 80, омфацита — 40—70, рутила — 3—6 и кварца — 5—10, аксессуарные — сфен, апатит, рудный минерал. Почти везде эклогиты изменены и амфиболлизированы, кроме амфибола, в них появляются флогопит, биотит, альбит и др.

Амфиболиты (гранатовые и плагиоклазовые) распространены шире, чем эклогиты, и, очевидно, образовались за счет их диафтореза

[12]. Об этом свидетельствуют постепенные переходы между ними с образованием промежуточных пород, содержащих реликты граната и омфацита.

Амфиболовые и хлорит-эпидотовые сланцы приурочиваются к зонам наложенного рассланцевания и низкотемпературного диафтореза, которые иногда образуют субпараллельные полосы шириной 300—500 м.

По химическому составу (рис. 4, 5) эклогиты актюзской свиты соответствуют вулканическим и субвулканическим породам типа субщелочных оливиновых базальтов (SiO_2 — 44—49%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 2,5—5%) натриевой серии и характеризуются пониженной глиноземистостью (aI' менее 0,7) и меланократовой фемичностью ($f'' = 23$), высокими содержаниями TiO_2 (2,5—4,2%).

Куперлисайская свита (видимая мощность 3800 м), залегающая с небольшим угловым несогласием на актюзской, почти полностью сложена метаморфизованными в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций вулканическими и плутоническими породами основного состава, которые частично подвергались мигматизации, а участками — интенсивной милонитизации. Они представлены альбит-актинолитовыми амфиболитами и амфиболовыми, альбит-эпидот-хлоритовыми и карбонатно-хлоритовыми сланцами, а также силловыми залежами и массивами (до 15 км²) метагаббро и метадиабазов. Последние рассматриваются нами ниже в составе габбро-диабазовой формации. Для пород свиты характерно линзовидное строение, обусловленное рассланцеванием и будинированием первично массивных тел габбро, диабазов и вулканитов. Мощность линз от нескольких сантиметров до первых десятков метров.

В породах отмечаются реликты микролитовой, спилитовой, диабазовой и кластической структур, что указывает на то, что в первичном составе пород наряду с лавами базальтов присутствовали туфы и туфобрекчи.

Амфиболиты и амфиболовые сланцы сложены преимущественно двумя типами минеральных ассоциаций: 1) актинолит + хлорит + эпидот + альбит + сфен, рудный и 2) актинолит + эпидот + сфен, рудный. Для них характерны нематогранобластовые, порфиروبластовые и диабластовые структуры, а для милонитизированных разностей — порфирокластические и blastsмилонитовые.

По химическому составу (см. рис. 4, 5) амфиболиты и амфиболовые сланцы преимущественно отвечают субщелочным оливиновым базальтам и реже — лейкобазальтам (SiO_2 — 46—50%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 3,0—5,8%) натриевой серии и характеризуются умеренной глиноземистостью ($aI' = 0,8—0,9$) и меланократовой фемичностью ($f'' = 18÷22$), содержание TiO_2 — 1—2%.

В Сарыджазском блоке раннедокембрийские метабазиты известны в составе свит Малого Нарына и Кеолю, в хребтах Кеолуёйском, Сарыджазском, Теректинском и в западной части хр. Джетим-Тау, где занимают площадь около 300 км².

В свите Кеолю (мощность около 5000 м) метабазиты распространены в нижней и особенно в средней ее части, их мощность оценивается в 1000—1500 м. [84]. Они переслаиваются с кварц-

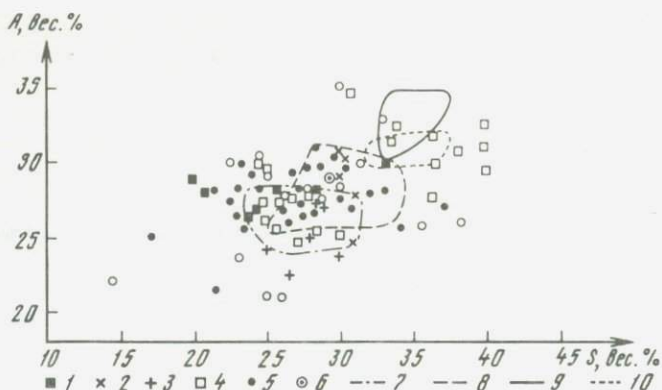


Рис. 4. Диаграмма $A-S$ для пород раннедокембрийской metabазальтовой формации

Свиты: 1 — актозская, 2 — куперлисайская, 3 — макбальская, нельдинская, 4 — семизсайская, 5 — айлянгарская, 6 — хорогская; поля статистического распределения: 7 — оливиновые (толлитовые) базальты, 8 — собственно (толлитовые) базальты, 9 — лейкобазальты (толлитовые), 10 — гиперстеновые базальты

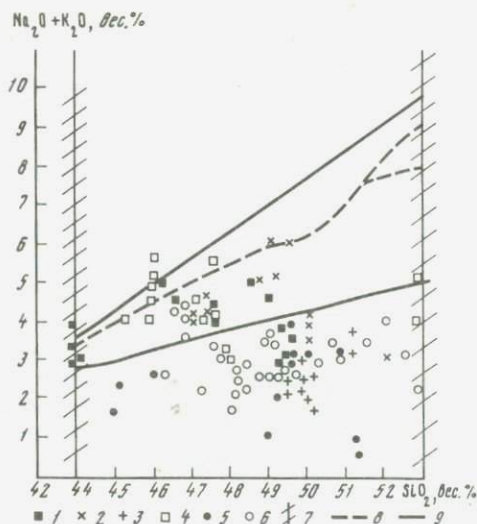


Рис. 5. Диаграмма $SiO_2-(Na_2O + K_2O)$ для пород раннедокембрийской metabазальтовой формации

Условные обозначения 1—6 см. рис. 4; 7 — границы разделения пород на группы с "полями неопределенности", 8 — нижняя граница распространения щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды, 9 — область распространения субщелочных пород

биотит-полевошпатовыми гнейсами, мраморами, реже кальцифирами, преобладающими в верхней части толщи (2400 м). Метабазиты подвергались интенсивной мигматизации с образованием широких мигматитовых полей.

Метабазиты представлены главным образом массивными и сланцеватыми амфиболитами, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми, реже

биотит-пироксеновыми сланцами. Встречаются также актинолитовые, хлоритовые и эпидот-хлоритовые сланцы, которые, очевидно, являются диафторическими, наложенными на амфиболиты образованиями [11, 12].

В свите Малого Нарына (мощность 2500 м) metabазиты слагают нижнюю часть (700 м) и представлены амфиболитами и амфиболовыми сланцами, переслаивающимися с кварц-сланцевыми и карбонатно-сланцевыми сланцами, преобладающими в средней части толщи, разрез которой заканчивается мраморами с прослями кварцитов и роговиков.

К сожалению, metabазиты свит Кеолу и Малого Нарына слабо изучены, особенно их химизм. Однако А.Б. Бакиров [12], основываясь на геологической позиции, минеральных парагенезисах пород, степени их переработки и т.п., уверенно сопоставляет их с аналогичными породами кеминской серии в Муюнкумском блоке.

В Макбальском антиклинории, расположенном в западной части Киргизского хребта в Киргизско-Терской складчатой зоне metabазиты участвуют в строении макбальской и нельдинской свит, согласно залегающих друг на друге и слагающих ядро одноименного антиклинория. Площадь распространения этих свит около 75 км², видимая мощность первой свиты более 1000 м, второй — 1000—1500 м. Большая часть разреза сложена первично-осадочными метапелитами, кварцитами и карбонатными породами, мигматизация пород отсутствует.

Metabазиты с гранобластовой структурой и полосчатой текстурой рассеяны по всему разрезу неравномерно, но преобладают в макбальской свите, их суммарная мощность не превышает 500—600 м. Они представлены преимущественно линзами, иногда будинированными, эклогитов, гранатовых и плагиоклазовых амфиболитов. Линзы имеют размеры от первых до сотен метров, местами сгущаясь, они образуют крупные сложнопостроенные тела. Среди них сравнительно редко встречаются гранат-кварцевые, тальк-гранатовые, тальк-гранат-пироксеновые и тальк-гранат-хлорит-роговообманковые породы. А.Б. Бакиров [12] считает по характеру взаимоотношения пород, что первые образовались за счет диафтореза и выщелачивания эклогитов, а остальные являются диафторитами по породам ультраосновного состава.

Эклогиты — зеленые массивные мелкозернистые породы с гранобластовой структурой и полосчатой текстурой. Они состоят (в %) из граната — 35—45%, омфацита — 25—40, амфибола — 0—20, флогопита — до 10—25, аксессуарных: рутила, апатита, рудных минералов. В незначительных количествах встречается также клиноцоизит, эпидот, биотит.

По химическому составу (см. рис. 4, 5) metabазиты Макбальского блока соответствуют главным образом толеитово-оливиновым базальтам нормального ряда натриевой и калий-натриевой серий, характеризуются низкой глиноземистостью (al' менее 0,7) и меланократовой фемичностью ($f' = 22 \div 25$).

В Бурханском антиклинории, расположенном в Центральной части хр. Терской-Алатау в Киргизско-Терской складчатой системе, metabазиты известны в составе карагоманской серии. Они слагают

нижние части карасазской и кичикарагоманской свит, в строснии которых принимают участие метапелиты с прослоями кальцитовых и доломитовых мраморов и кальцифиров.

Метабазиты составляют примерно третью часть серии с суммарной мощностью 500—600 м. Они представлены амфиболовыми и гранат-амфиболовыми сланцами и линзами роговообманковых амфиболитов мощностью от 1—2 до 50 м. Участками наблюдается сгущение линз амфиболитов с общей шириной выхода до первых сотен метров. Метабазитовые сланцы частично подвергались мигматизации. Под воздействием гранитного расплава в их составе появились альбит-олигоклаз, эпидот, хлорит, редко кварц и калиевый полевой шпат.

Метапелиты представлены главным образом гнейсами и мигматитами, реже кристаллическими сланцами. А.Б. Бакиров [12] отмечает, что в результате диафтореза гнейсы подвергались деформации и рассланцеванию с образованием бластомилонитов, основа ткани которых сложена ассоциациями зеленосланцевой фации (кварц + хлорит + эпидот + кальцит), а порфиороклеты — минералами амфиболитовой фации (кварц + калишпат + биотит + амфибол). Эти особенности гнейсов создают ложное впечатление о метаморфизованных эффузивах кислого состава типа порфиридов, которые отдельные авторы сопоставляют с породами экургенкольской свиты (R_1) и рассматривают в составе дацит-липаритовой формации [34, 84].

В Среднем Тянь-Шане раннедокембрийские метабазиты слагают основание дорифейского фундамента Кассанского блока Фергано-Кураминского протоконтинента. Здесь они известны в составе терексайской и семизсайской свит, распространенных в центральной части Чаткальского хребта на площади около 250 км².

В терексайской свите (мощность около 1000 м) метабазиты встречаются в подчиненном количестве в нижней ее части и представлены прослоями (3—5 м) амфиболитов среди двуслюдяных гранат-кварц-плагноклазовых кристаллических сланцев и амфибол-биотит-полевошпатовых гнейсов. Верхняя часть свиты сложена кварцитами и массивными кальцитовыми мраморами, которые постепенно сменяются кристаллическими сланцами семизсайской свиты [84]. В последней преобладают метабазиты, составляя 90% всего разреза свиты, мощность которого оценивается в 2500 м.

Метабазиты в семизсайской свите, по данным А.Б. Бакирова [12], представлены в основном апогаббровыми породами, реже основными метавулканидами, переслаивающимися с метапелитами первично песчано-сланцевого состава, расположенными преимущественно в верхней части свиты. В тесной ассоциации с метабазитами встречаются небольшие линзовидные тела серпентинитов, горнблендитов, тальцитов, тальк-серпентинитовых пород и листовитов, представляющие собой продукты метаморфизма пород ультраосновного состава. Все породы свиты претерпели различный метаморфизм в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, диафторез в условиях зеленосланцевой фации, мигматизацию и фельдшпатизацию.

Среди метабазитов наиболее распространены габбро-амфиболиты, плагноклазовые амфиболиты, бластомилониты и габбро, амфибол-

биотитовые и гранат-амфибол-биотитовые сланцы. Минеральный состав этих пород довольно однообразный: плагиоклаз (андезин, реже лабрадор) + роговая обманка (преимущественно зеленая, реже бурая) + биотит; в отдельных ассоциациях присутствуют гранат, мусковит, редко реликты авгита. Вторичные (наложенные) минералы — актинолит, эпидот, хлорит, альбит, карбонаты. Для метабазитов характерны гнейсовидная, полосчатая и сланцеватая текстуры, гетеробластовая, пойкилобластовая, гранобластовая, гранонематобластовая и порфи-рокластическая структуры с лепидогранобластовой и бластомилонитовой основной тканью.

По своему химическому составу (см. рис. 4, 5) метабазиты семизайской свиты соответствуют преимущественно субщелочным оливиновым базальтам (SiO_2 — 45,5—47,7%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 3,7—4,85%) натриевой и калий-натриевой серий. Они характеризуются умеренной глиноземистостью ($a' = 0,7 \div 1,0$), меланократовой фемичностью ($f' = 18,5 \div 23,5$) и повышенными содержаниями TiO_2 (до 4,3%).

В Южном Тянь-Шане породы раннедокембрийской метабазальтовой формации слагают фундаменты Байсунского (Юго-Западный Гиссар) и Гармского (Каратегин) блоков Гиссаро-Дарвазского протоконтинента, а также Атбашинского блока в Атбаши-Хантенгрийской складчатой системе.

В Юго-Западном Гиссаре метабазиты известны в составе байсунской серии (айлянгарская свита) в хребтах Байсунтау и Сусызтау на площади нескольких десятков квадратных километров, с суммарной мощностью 800—1000 м. Они представлены амфиболитами и гранатовыми амфиболитами, амфиболовыми, биотит- и гранат-амфиболовыми гнейсами, реже эклогитами, которые в виде согласных пластовых тел мощностью от 0,5—3 м до 30—40 м переслаиваются с биотитовыми и силлиманит-биотитовыми гнейсами, кварцитами и мраморами [54]. В бассейнах рек Диймалек и Айлянгар среди метабазитов встречаются небольшие пластовые и линзовидные тела серпентинитов и пироксени-тов мощностью от 1,5 до 25—40 м.

Метабазиты — зеленоватые, почти черные, массивные или грубослоистые средне- и мелкозернистые породы с гранобластовой и нематобластовой структурой.

Для амфиболитов характерна сланцеватость, а для гнейсов — полосчатость. Главные породообразующие минералы — амфибол (обыкновенная роговая обманка), плагиоклаз (андезин, реже лабрадор) и гранат (альмандин), содержащиеся в породах в переменных количествах; аксессуарные — сфен, апатит, циркон, рутил, рудный минерал.

По химическому составу (см. рис. 4, 5) метабазиты Байсунского блока соответствуют слабонедосыщенным собственно толеитовым базальтам и лейкобазальтам нормального ряда (SiO_2 — 49—51,2%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 2,4—3,3%), натриевой и калий-натриевой серий, реже пикробазальтам (SiO_2 — 45—46%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 1,5—2%). Первые характеризуются пониженной глиноземистостью ($a' = 0,4—0,75$), меланократовой фемичностью ($f' 20 \div 26$) и невысокими содержаниями TiO_2 (менее 1,5%).

А.В. Покровский [70] отмечает наличие в амфиболитах реликтовых вулканогенных структур и считает, что они образовались в резуль-

тате метаморфизма вулканогенных пород спилит-пикрит-диабазовой формации.

В Гармском блоке (Каратегинский хребет) породы метабазальтовой формации не выделяются в отдельную свиту, а рассматриваются либо в составе гармской серии, либо в составе шульмакского и каракорумского гипербазитового и пироксенит-базитового комплексов [72], в которых широко распространены амфиболиты, по своему минералогическому и химическому составу во многом схожие с метабазитами Байсунского блока и также, по-видимому, образовавшиеся за счет метаморфизма вулканогенных пород типа собственно толеитовых базальтов (см. рис. 4, 5).

Атбашинский блок расположен в северной части хр. Атбаши. Н.М. Синицын и В.Г. Королев [11, 28] рассматривают его как глыбу от Таримской платформы, расположенную в северной части Атбаши-Хантенгрийской складчатой системы Южного Тянь-Шаня. Здесь в составе атбашинской свиты на площади свыше 750 км² широко развиты породы метабазальтовой формации, представленные эклогитами, апоэклогитовыми гранат-глаукофановыми и глаукофановыми сланцами, амфиболитами и апоамфиболитовыми сланцами — глаукофан-мусковит-альбитовыми, актинолит-альбитовыми и др. Следует подчеркнуть, что метабазиты Атбашинского блока, так же как и Макбальского (Северный Тянь-Шань), не подвергались мигматизации. В средней части хр. Атбаши, в долине р. Кембель, пересекая ее в субширотном направлении, расположено наиболее крупное в Средней Азии тело эклогитов протяженностью 1—1,2 км и шириной 0,5—0,8 км. Эклогиты — зеленые и синеваато-зеленые массивные породы с обильной вкрапленностью зерен граната размером от долей миллиметра до 1—2 см. Минеральный состав (в %): гранаты (пироп—альмандин) — 25—40, пироксен (омфацит) — 15—50, амфибол (глаукофан) — 0—30, в подчиненном количестве встречается альбит, мусковит, хлорит, сфен, рутил, цоизит.

Кроме метабазитов, в строении атбашинской свиты участвуют различные кристаллические сланцы: альбит-мусковитовые, кварц-мусковит-хлоритовые и др. (часто с гранатом), бластомилониты и в подчиненном количестве — мраморы. Последние образуют небольшие линзовидные и пластообразные тела мощностью от 0,1—0,5 м до 30—50 м и протяженностью от 1—5 м до нескольких сотен метров. Кристаллические сланцы считаются диафорическими образованиями либо по эклогитам, либо по гнейсам. Мощность атбашинской свиты, в которой метабазиты существенно преобладают, оценивается по-разному — от 700—1000 до 3000—4000 м.

Возраст и генезис метабазитов Атбашинского блока — дискуссионный. Возраст атбашинской свиты, по данным разных исследователей [12, 34, 84], колеблется в широком диапазоне — от архея по силур включительно. Также противоречивы суждения о генезисе метабазитов, в частности эклогитов. Одни исследователи считают, что они являются продуктом метаморфизма первично-осадочных пород мергелистого состава, другие — продуктом метаморфизма магматических пород основного состава типа габбро, третьи — веществом верхней

мантии, тектонически выжатом на земную поверхность [12]. Мы же вслед за Н.А. Добрецовым и Н.В. Соболевым [1970] считаем, что эклогиты Атбашинского блока, как и других районов Средней Азии, где они встречаются, образовались в результате кристаллизации базальтовой магмы в условиях высоких давлений. Это подтверждается работами А.Б. Бакирова [11, 12], в которых показано, что эклогиты Киргизии соответствуют платобазальтам.

В Памиро-Нуристанском массиве породы этой формации составляют основную часть хорогской свиты (или хорогского ортокомплекса [25]) мощностью от 500 до 2000 м. Они представлены амфиболовыми и гранат-биотит-амфиболовыми (\pm клинопироксен) ортогнейсами и реже двупироксен-гранат-амфиболовыми и оливин-энстатит-амфиболовыми кристаллическими сланцами, которые вмещают будинированные и дайкообразные тела (протяженностью до нескольких десятков метров и мощностью до 10—15 м) эклогитоподобных пород и гранатовых амфиболитов.

Ортогнейсы и сланцы имеют слоистую текстуру, бластические и бластомилонитовые структуры, а также характерную полосчатость, обусловленную интенсивной мигматизацией пород. Эклогитоподобные породы и амфиболиты по минеральным парагенезисам и химическому составу однотипны с гранат-амфиболовыми гнейсами и представляют собой массивные средне- и крупнозернистые породы с оранжевым и красно-бурым гранатом гроссуляр-андрадитового (\pm пироп) ряда, красновато-коричневым, оливково-зеленым и бурым амфиболом, голубовато-зеленым клинопироксеном (диопсид) и плагиоклазами (олигоклаз-андезин и андезин); акцессорные — титано-магнетит, сфен, рутил. Все эти породы образовались в условиях гранулитовой фации метаморфизма, а позднее подвергались диафторезу и мигматизации.

По своему химическому составу (см. рис. 4, 5) метабазиты хорогского ортокомплекса соответствуют насыщенным или слабо недосыщенным вулканическим породам типа собственно толеитовых базальтов нормального ряда (SiO_2 — 48—52,6%; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 2,2—4,9%) или траппов древних платформ [25]. Они характеризуются калий-натриевой сериальностью, пониженной глиноземистостью ($al' = 0,6 \div 0,7$), меланократовой фемичностью ($f' = 20 \div 26$) и содержаниями TiO_2 от 1 до 3% (в среднем 1,5%).

В целом следует отметить, что образование пород метабазальтовой формации раннего докембрия Средней Азии, представленных преимущественно эклогитами и амфиболитами, происходило в нуклеарную стадию (3,5—2,5 млрд. лет) тектоно-магматической эволюции Земли [19, 20], которая ознаменовалась мощным вулканизмом пород преимущественно основного состава в платформенно-океанических условиях и отложением в бассейнах продуктов их разрушения. В эту же стадию происходило формирование базальтового слоя земной коры, фрагменты которого ныне обнажаются лишь в ядрах древних протоконтинентов.

Метабазиты раннего докембрия испытали высокотемпературный метаморфизм в условиях гранулитовой, эклогитовой и амфиболитовой фа-

ций при сжатии и утолщении коры, которая на территории Средней Азии имеет гетерогенное строение. На это указывает состав пород метабазальтовой формации, который в Северном и Среднем Тянь-Шане отвечает преимущественно субщелочным оливиновым базальтам натриевой и калий-натриевой сериальности, а в Южном Тянь-Шане и Южном Памире — собственно толеитовым базальтам нормального ряда и преобладающей калий-натриевой сериальностью. Такая гетерогенность состава раннедокембрийских метабазитов в различных регионах Средней Азии в первую очередь свидетельствует о том, что исходный состав мантии, из которой они выплавлялись, уже в архее—раннем протерозое был неоднородным по латерали.

МИГМАТИТ-ГРАНИТО-ГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Породы этой формации сравнительно широко распространены на территории Средней Азии, но проявились они главным образом в протоконтинентах. Как и породы метабазальтовой формации, они являются самыми древними, хотя радиологические данные показывают, что их образование в различных регионах было неодновременным от архея по рифей включительно.

В Муонкумо-Наратском массиве Северного Тянь-Шаня породы мигматит-гранито-гнейсовой формации в тесной генетической или парагенетической ассоциации с метаморфическими породами докембрия слагают основания палеозойд в Кастекском, Киргизском, Терскойском, Кунгейском, Сарыджазском, Кеолуийском, Тасакеминском и других хребтах.

Надо сказать, что до последнего времени гранитоиды этой формации большинством исследователей рассматривались как ортомагматические интрузивные образования [28, 84], однако целый ряд геологических и петрографо-минералогических признаков указывает на автохтонное и параавтохтонное залегание этих гранитоидов [18, 51].

По ведущему механизму формирования гранитоиды формации разделяются на метаморфогенно-метасоматические и ультраметаморфогенные гранитоиды гнейсовых куполов.

Под метаморфогенно-метасоматическими понимаются гранитоиды, образующиеся в результате метаморфогенной перекристаллизации и метасоматического замещения первоначально негранитных пород без существенных явлений переплавления субстрата.

Ультраметаморфогенными ниже будут именоваться гранитоиды, которые образовались в результате совокупного действия взаимосвязанных и взаимообусловленных процессов гранитизации, метаморфизма и метасоматоза, протекающих в условиях высших ступеней метаморфизма и приводивших в конечном счете к возникновению расплавов.

Метаморфогенно-метасоматические граниты развиты в наиболее древних докембрийских толщах, слагающих основание срединных массивов Тянь-Шаня: Муонкумского, Иссык-Кульского, Сарыджазского; ядра крупных антиклинорий — Тахталыкского, Кассанского

и др. Эти граниты изучены в составе каргышской, кеолульской, актюзской, онарыкской, кокбулакской, тегирментинской, кошокбулакской, кассанской, атбашинской, каракульджинской, сарыбулакской свит.

Возрастное положение гранитов, как и вмещающих их свит, спорно. Л.Н. Белькова [18] все перечисленные свиты и размещенные в них граниты относит к архею, А.Б. Бакиров [12] — к архею — нижнему протерозою, а на геологической карте Киргизской ССР (1980) все свиты, за исключением актюзской, отнесены к нижнему протерозою. Отличительной чертой вышеназванных свит, их типоморфной особенностью, является высокая степень метаморфизма, отраженная в преимущественно гнейсово-мигматитовом их составе, и повсеместное присутствие в них тел автохтонных гранитов. Это обстоятельство позволяет провести возрастную корреляцию свит между собой и, учитывая имеющиеся определения абсолютного возраста по породам кеминской серии и актюзской свиты (см. табл. 1), считать для них более вероятным архейский возраст.

В основном породы свит представлены кристаллическими сланцами, различными гнейсами, мигматитами и метабазами с горизонтами и линзами амфиболитов, мраморов, а в актюзской свите имеются линзы эклогитов. Все породы претерпели многоэтапный метаморфизм в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации с последующим диафторезом в зеленосланцевой фации [11, 12, 18].

Анализ минеральных парагенезисов пород каргышской свиты, например, показывает, что ее породы метаморфизовались дважды в условиях амфиболитовой фации — на стадии погружения и на стадии воздымания. Диапазон температур и давлений, определенный по петрогенетической решетке (рис. 6), составляет 650—750° С, 4—8 кбар.

Состав гранитов, размещенных в вышеуказанных свитах (в %): микроклин — 30—60, плагиоклаз — 5—30, кварц — 20—35, альбит — 10—15, биотит — 5, мусковит — 1—5, эпидот, хлорит. В некоторых телах содержание калиевого полевого шпата возрастает до 50—60%, а количество плагиоклаза уменьшается до 5—10%, т.е. отчетливо прослеживается тенденция "аляскитизации" гранитов. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, сфен, циркон, монацит, флюорит, апатит, гранат, кордиерит, эпидот.

В гранитах каргышской, кеолульской и кошокбулакской свит в значительных количествах присутствует детритовый или обломочный циркон, обнаруживаемый в виде ядер, заключенных во вновь образованных, сингенетичных цирконах. Присутствие в гранитах такого циркона, как известно, является одним из признаков формирования гранитов за счет вмещающих пород. Кроме того, в них встречаются акцессорный гранат (до 1000 г/т) и кордиерит, что также свидетельствует об образовании гранитов за счет вмещающих пород.

Для описываемых гранитов характерны метаморфические — гранобластовые, порфиробластовые, аллотриоморфнозернистые, перегорчатые — структуры при отсутствии магматических.

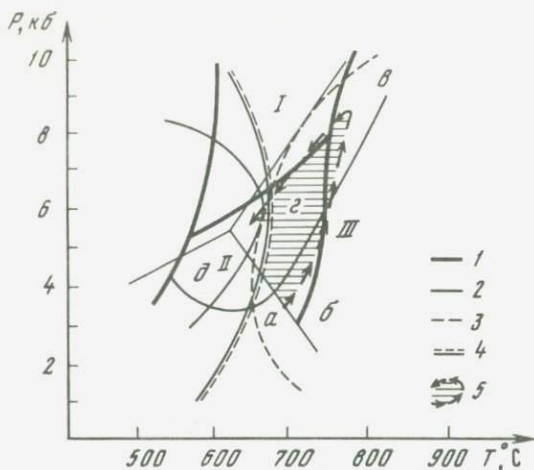


Рис. 6. Положение и схема метаморфической эволюции пород каргышской свиты на петрогенетической решетке В.А. Глебовичского (1977)

1 — границы фаций, 2 — границы субфаций, 3 — линия плавления гранитов, 4 — линия устойчивости мусковита с кварцем, 5 — поле метаморфизма пород каргышской свиты и предполагаемое направление (стрелками) их эволюции

Фации: I — альмандиновых амфиболитов, II — куммингтонитовых амфиболитов, III — гранулитовая

Субфации: а — силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовая, б — силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовая (гранулитовой фации), в — силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовая, г — силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовая (амфиболитовой фации), д — силлиманит-ставролит-мусковитовая

Автохтонность гранитоидов, образование их за счет вмещающих пород позволяют рассмотреть их петрологию и процессы, происходящие при этом в тесной связи с геологической историей вмещающих толщ.

В каргышской свите гранитизация начинается с метаморфической дифференциации кристаллических сланцев на лейкосомовую и меланосомовую составляющие и связанное с этим процессом постепенное преобразование их через слабополосчатые и полосчатые сланцы в полосчатые и очковые гнейсы и мигматиты. При этом в петрографическом составе пород от сланцев к гнейсам и к гранитам непрерывно увеличивается количество калиевого полевого шпата. В этом же направлении явно возрастает роль метасоматических процессов — образуются пертиты замещения, поперечношестоватый альбит в интерстициях микроклина, шахматный альбит, кварц-мусковитовые агрегаты. Одновременно изменяются структуры и текстуры пород в сторону увеличения зернистости и массивности текстуры. Аналогично в принципе протекала гранитизация в кокдобинской, кошокбулакской, кеолуйской и других свитах. Наиболее характерным процессом является порфиробластез как за счет метасоматического обрастания, так и собирательной перекристаллизации одноименных минералов.

Весь процесс гранитизации непрерывно прослеживается от слан-

цев через гнейсы до образования гранитных шпир. В большинстве случаев гранитообразование, по-видимому, происходило на стадии воздымания на фоне непрерывно снижающихся температур и давлений, что обусловило в общем эмбриональный характер развития гранитов, небольшие размеры их тел.

Петрохимический состав гранитов и вмещающих гнейсов каргышской и кеолуйской свит довольно идентичный. Гнейсы каргышской свиты более гранитны по составу, чем кеолуйские, и при этом отчетливо проявляется унаследованность петрохимического состава субстрата. В гранитах каргышской свиты более отчетливо проявляется калиевая линия развития. В процессе гранитообразования выносятся железо, магний, титан, алюминий и привносятся кремний, щелочи, уменьшается содержание легколетучих компонентов.

Изучение распределения акцессорных элементов и их минералов показывает, что при гранитообразовании происходят сложные процессы перераспределения вещества — незначительный привнос одних и вынос других, изменение форм нахождения элементов, полиморфные превращения минералов, их разрушение. В целом же осуществляется автолизия образующихся гранитов от элементов группы железа, кальция, магния и ряда редких, редкоземельных и летучих элементов. Процесс автолизи гранитов подтверждается и геологическими наблюдениями — обогащение экзоконтактов гранитных тел темноцветными минералами (меланосомовые каймы), образование линз параамфиболитов, имеются сведения о зонах редкоземельной минерализации в гнейсах. В связи с процессами автолизи сами образующиеся граниты оказываются геохимически неспециализированными и нерудоносными, т.е. нерудогенерирующими.

Ультраметаморфогенные гранитоиды гранитогнейсовых куполов также распространены в районах развития докембрийских толщ и образуют крупные, батолитоподобные массивы. Представителями этого типа являются кочкорский, кашкаджольский, беректасский, кельукокский, караджилгинский, зексайский комплексы.

Возраст массивов изучен недостаточно. Большинство из них размещается в толщах, датируемых как рифей, венд и нижний протерозой. Имеющиеся радиологические определения дают среднерифейский и нижнепротерозойский возраст, согласующийся в общем с геологическими данными [10, 84].

От предыдущего типа гранито-гнейсовые купола отличаются проявлением в них в значительных масштабах процессов переплавления и образования расплавов, что нашло соответствующее геологическое воплощение: магматические структуры пород, признаки течения, перемещения и интродуирования расплавов.

По характеру взаимоотношений с вмещающими породами, внутреннему строению, соотношению гранитоидов, мигматитов и гнейсов выделяются три типа гранитогнейсовых куполов (Летников, 1975).

К гранито-гнейсовым куполам первого типа относятся Кочкорский массив, размещенный в кошкобулакской свите на левобережье р. Кочкорка, и Кокдобинский — в одноименной свите. Эти породы в общем переходные между метаморфогенно-метасоматическими гранитами и

зрелыми гранито-гнейсовыми куполами. В указанных массивах наблюдается постепенный переход от кристаллических сланцев через гнейсы и мигматиты к гранито-гнейсовым, гнейсо-гранитным и гнейсовидным гранитам, слагающим центральные части. Гнейсовидные граниты составляют незначительную по объему часть Кочкорского и Кокдобинского гранито-гнейсовых куполов.

Петрографический состав гранитоидной составляющей в зависимости от степени перерождения варьирует от амфиболовых и биотитовых плагиогранитов до аляскитов (в %): плагиоклаз — 10—15, калиевый полевой шпат — 5—60, кварц — 20—30, биотит — 5—20, амфибол — до 5. Характерной особенностью является повсеместное присутствие двух генетических типов цирконов — реликтового и сингенетического. При этом содержания реликтового циркона достигают 20—30% от всего количества цирконов.

В основном на территории Северного и Среднего Тянь-Шаня в указанном временном интервале развиты гранито-гнейсовые купола второго и третьего типов. Особенностью их является конформное, как правило, размещение в ядрах крупных антиклиналей и сводов, последовательный и нередко постепенный переход во вмещающие мигматиты, гнейсы и сланцы [51, 84]. В то же время в ряде массивов участками по протяжению контактов наблюдаются интрузивные взаимоотношения с вмещающими породами, что свидетельствует о явлениях реоморфизма. Для ряда массивов отмечается определенная зависимость петрографического состава от состава вмещающих пород.

Если в гранито-гнейсовых куполах рассматривать только гранитоидные ядра, то и они характеризуются зональным строением, отражающим их конформность с вмещающими породами и структурами. В целом от периферии массивов к их центру можно выделить три зоны: внешнюю (апикальная и эндоконтактовая фации), промежуточную (переходная фация) и центральную (глубинная фация).

Наиболее пестрыми по набору пород являются внешние зоны, мощность которых зависит от степени зрелости купола. В зависимости от состава пород внешние зоны сложены кварцевыми диоритами, плагиогранитами, монцодиоритами, монцонитами. К центральным частям массивов они сменяются адамеллитами, гранодиоритами, гранитами. Во внешних зонах, как правило, хорошо выражены гнейсовидные структуры, переходящие в некоторых массивах почти в полосчатые. Соответственно породы, обладающие такими структурами, называются гнейсо-диоритами, гнейсо-плагиогранитами и т.д. При этом отмечается конформность текстур с направлением сланцеватости, полосчатости вмещающих толщ. Характерно также обилие во внешних зонах директивных текстур, обусловленных ориентированным согласно со структурами вмещающих пород расположением в различной степени гранитизированных реликтов гнейсов, сланцев. К центральным частям массивов, одновременно с постепенной сменой петрографического состава, гнейсовидные структуры сменяются массивными.

Надо подчеркнуть, что если между кварцевыми диоритами и гранодиоритами, как правило, имеются промежуточные породы и

связаны они постепенными переходами, то граниты нередко имеют интрузивные контакты с остальными породами массива и не всегда располагаются в его центральной части.

Главными петрографическими видами ядер гранито-гнейсовых куполов являются тоналиты, гранодиориты, плагиограниты, граниты. Такие породы, как диориты (гнейсо-диориты), монцонитоиды, мигматиты, гнейсо-гранодиориты, гранито-гнейсы наблюдаются не во всех массивах, а там, где они есть, занимают подчиненное положение, слагая периферические части.

Габбро-диориты — очень редко встречающиеся породы в составе гранито-гнейсовых куполов и часто считаются первой фазой внедрения, хотя практически повсеместно отмечается нахождение их в виде гранитизированных в той или иной степени блок-ксенолитов среди гранитоидов [84].

Гранодиориты — наиболее типичный представитель формации. Состав (в %): плагиоклаз (An_{2-28} , An_{30-36}) — 25—45, калиевый полевой шпат (решетчатый микроклин) — 15—30, кварц — 15—30, роговая обманка — 5—15, биотит — 5—10. Акцессорные минералы: циркон, магнетит, ортит, сфен, апатит, ильменит, гранат, флюорит.

Тоналиты, описанные в предыдущих работах в большинстве случаев как кварцевые диориты, состоят из (в %) плагиоклаза (An_{40-70}) — 50—60, кварца — 15—20, калиевого полевого шпата 3—5, роговой обманки — 10—20. Акцессорные: циркон, апатит, сфен, магнетит, ильменит, флюорит, гранат.

Монцониты описаны во многих работах как адамеллиты, сиенит-диориты. Состав (в %): плагиоклаз (An_{25-40}) — 30—40, калиевый полевой шпат (микроклин, ортоклаз) — 25—40, роговая обманка — 10—25, пироксен — 5—10, кварц — 5. Акцессорные: магнетит, ильменит, циркон, апатит, гранат.

Плагиограниты содержат (в %): плагиоклаз (An_{20-30}) — 50—70, кварц — 20—30, микроклин — 5—10, биотит — 3—5. Акцессорные: апатит, циркон, магнетит, ортит, сфен.

Граниты нормального ряда — амфибол-биотитовые, биотитовые — состоят (в %) из олигоклаза — 25—35, микроклина — 20—35, кварца — 20—35, биотита — 5—10, амфибола до 1—3. Акцессории: циркон, апатит, магнетит, анатаз, ильменит, монацит, флюорит, турмалин, торит.

Между этими видами горных пород в большинстве массивов формации наблюдаются взаимопереходы и соответственно промежуточные разновидности.

Распространенность главных видов пород, набор и количество промежуточных разновидностей зависят от состава субстрата, степени гранитизации и палингенеза, иначе говоря, от стадии зрелости гранито-гнейсовых куполов.

Химический состав главных видов горных пород по содержанию основных породообразующих окислов соответствует содержанию их для соответствующих семейств горных пород [50, 84].

Породы формации характеризуются отрицательной, за некоторыми исключениями, геохимической специализацией на элементы литофильных, халькофильных и сидерофильных групп.

Рудоносность, или, точнее, рудогенерирующая способность этих массивов, изучена еще недостаточно. В районах их распространения, во вмещающих породах, известны многокомпонентные месторождения и рудопроявления, однако надежных доказательств прямой генетической связи их с гранитоидами этого типа не имеется.

В целом можно констатировать, что гранитообразование в Муюнкумо-Наратском протоконтиненте началось уже по крайней мере в позднем архее с формирования мелких согласных тел метаморфогенно-метасоматических гранитов в кристаллических сланцах, гнейсах и за их счет. По-видимому, в ряде случаев метаморфогенно-метасоматическое гранитообразование непосредственно перерастало в ультраметаморфогенное с образованием значительных объемов магмы (мигмы) и формированием гранито-гнейсовых куполов (преимущественно 1-го типа) в связи с усилением тепломассопотока в протерозое. Наиболее мощным по масштабам был протерозойский гранито-гнейсовый процесс, который, возможно, продолжался вплоть до нижнего палеозоя. Процессы гранитообразования сопровождались мобилизацией рудного вещества из вмещающих пород, возможно, и привнесом его интра-теллурическими флюидами, и формированием в благоприятных литологоструктурных условиях многокомпонентных рудных месторождений и проявлений.

На территории Южного Тянь-Шаня и Северного Памира породы данной формации известны в Байсунском, Гармском и Курговатском блоках Гиссаро-Дарвазского протоконтинента.

В Байсунском блоке, в юго-западных отрогах Гиссарского хребта гранитоиды раннепротерозойского (?) возраста распространены довольно широко, слагая ядра брахиантиклиналей и образуя систему гранито-гнейсовых куполов и многочисленные автохтонные тела. Совокупность раннепротерозойских гранитоидов этого региона, по И.М. Мирходжаеву и др. [54], подразделяется на несколько комплексов: а) тоналито-гнейсы, гранито-гнейсы, мигматито-гнейсы (с абсолютным возрастом циркона из айлянгарских тоналито-гнейсов $1280-1350 \pm 60$ млн лет, α -Pb метод), объединенные в гнейсо-гранитовый комплекс, образование которого связано с явлениями прогрессивной гранитизации. Это позволяет выделить как реоморфические (палингенные) граниты, так и анатектиты и мигматиты; б) мигматит-гранитоидный комплекс, наиболее изученный и распространенный в хр. Сусызтау (Среднеуруклинский, Верхнекызылсайский массивы, серия небольших тел в Северном Байсунтау и Сурхантау).

Породы этого комплекса образовались в три фазы: в первую — кордиеритовые тeneвые гранитоиды, имеющие акмолитовую форму и сложенные (в %) кварцем — 30—36, кислым плагиоклазом — до 25, микроклином — до 20, биотитом — 8—10, кордиеритом — 10—13; продукты второй фазы представлены многочисленными, маломощными жилами (до 30 м), пластообразными, дайкообразными телами, акмолитами (Ходжасминский, Бахчинский массивы), которые сложены аляскитами, пегматитовыми гранитами, мусковитизированными грани-

тами, в их составе примерно в равных количествах участвуют (в %): альбит-олигоклаз — 25—30, микроклин-пертит — 20—50, кварц — 30—35, биотит и мусковит — 3—5, из аксессуарных — апатит, циркон, рутил, сфен, турмалин, флюорит, анатаз, гранат, силлиманит; третья фаза представлена альбит-турмалиновыми апогранитами.

По всей вероятности, к раннему протерозою (1756 млн лет, К-Аг метод) [54] относятся габбро-диорит-гранодиоритовый уруклинский комплекс, образующий два небольших массива в хр. Чакчар (Уруклинский и Харкушский). Породы комплекса образовались в результате внедрения продуктов двух фаз магматической деятельности. Первая представлена габбро, габбро-диоритами и кварцевыми диоритами, а вторая — преимущественно гранодиоритами, гранитами.

В Гармском блоке породы мигматит-гранито-гнейсовой формации распространены в Каратегинском хребте и рассматриваются в составе докембрийского каратегинского комплекса. В состав комплекса входит Сангикарский гранитоидный плутон. Он представляет собой группу различных по размерам и морфологии слабо эродированных тел, разобщенных в современном срезе крупными блоками и останцами кровли метаморфических пород, но, возможно соединяющихся на глубине. Общая площадь гранитоидов в массиве, которую можно оценить лишь сугубо приблизительно, составляет около 250 км². Плутон размещается в западной части Гармской зоны среди метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации и мигматизированных преимущественно апотерригенных отложений докембрия (2,6—3 млрд. лет, по Б.Я. Хоревой и др.).

По количественно-минеральному составу среди пород каратегинского комплекса отчетливо преобладают, с одной стороны, тоналиты и мелалагиограниты, а с другой — мелаграниты (лейкогранодиориты). Среди цветных минералов доминирует биотит, в небольших количествах присутствует мусковит. Специфическая черта гранитоидов — широкое развитие граната и кордиерита, зачастую выступающих в роли породообразующих минералов. Характерной чертой гранитоидов является развитие по ним более поздних процессов мигматизации, причем лейкосома сложена лейкогранитами, пегматитами, аплитовидными гранитами. Преимущественно с поздней мигматизацией гранитоидов связано образование в них кордиерита.

Обращает на себя внимание несоответствие между высоким содержанием кварца и повышенной меланократовостью, т.е. содержанием цветных минералов в гранитоидах. Так, плагиограниты содержат около 13% цветных минералов и по химизму отвечают кварцевым диоритам, а граниты — около 15% (петрохимически это гранодиориты). В составе гранитоидов часто встречается силлиманит, а вторичные минералы представлены хлоритом, серпентином, альбитом, пинитом, карбонатами, редко пренитом и эпидотом. Структуры характеризуются сочетанием гранобластовой, лепидогранобластовой, пойкилобластовой, коррозионной и реликтовых гипидиоморфнозернистой, пойкилитовой, монцонитовой, порфирированной.

Гранитоиды по химизму варьируют от кварцевых диоритов до мелагранитов. Средневзвешенный их состав отвечает натрий-калиевому гранодиориту с пониженными щелочностью, железистостью и известковистостью и резко увеличенной глиноземистостью. Хотя содержания калия выше содержаний натрия, в сравнении с региональными кларками гранитоидов Гиссаро-Алая [66] изученные гранитоиды характеризуются несколько пониженной калиевостью. Отмечено относительно равномерное распределение петрогенных компонентов в преобладающих гранодиоритах.

Содержание наиболее характерных акцессориев (г/т): гранат — 8800, монацит — 262, циркон — 108, апатит — 694. Сульфиды распространены слабо, за исключением пирита (31 г/т), отчасти пирротина (до 44 г/т).

Изученные гранитоиды характеризуются околочларковыми содержаниями большинства элементов, несколько увеличены концентрации лития, цезия и цинка.

Сравнение гранитоидов с вмещающими метапелитовыми гнейсами гранодиоритового ряда свидетельствует об их несомненном геохимическом родстве. Отмеченное сходство не противоречит предположению о формировании гранитоидов при массовом плавлении метапелитового субстрата без существенного привноса редких элементов.

В Северном Памире к описываемой формации относится курговатский комплекс, объединяющий несколько массивов общей площадью около 100 км² (Курговатский, ледников Мазарского, Гармо и др.). Эти массивы развиты в полосе метаморфических образований боршитской серии (PR₁?), протягивающейся от правобережья р. Пяндж до ледника Федченко (Курговатская зона). Метаморфиты представлены кристаллическими сланцами, плагиогнейсами, кварцитами, мраморами, амфиболитами, которые образуют зональный метаморфический комплекс эпидот-амфиболитовой фации [72].

В последние годы получены данные о формировании рассматриваемых гранитоидов до метаморфизма вмещающих толщ (PR₁?), с которыми они тесно связаны пространственно и структурно. К-Аг возраст слюд из пород боршитской серии составит 190—198 млн. лет, а слюд из гранитоидов и пегматитов курговатского комплекса — 162—210 млн. лет, что не согласуется с геологическими данными [66, 72].

Наиболее крупный, Курговатский массив (50 км²) имеет в плане удлиненную форму, залегая согласно со структурами вмещающих метаморфитов.

Породы главной фазы обладают гнейсовидной текстурой. Типичны линзовидные выделения кварца, ориентированные параллельно гнейсовидной полосчатости гранитоидов. В северо-восточном эндоконтакте массива проявлены резко порфириовидные разности гранитоидов (фации охлаждения), характеризующиеся небольшими вкрапленниками кварца (2—7 мм), раздавленными и вытянутыми параллельно гнейсовидности. Инъекции гранитоидов во вмещающие породы так-

же иногда характеризуются резко порфиroidным строением. Более лейкократовые, мелкозернистые и слабее разгнейсованные граниты поздней фазы образуют мелкие тела, не всегда имеющие отчетливое соотношение с породами главной фазы. Маломощные жилы гранит-аплитов развиты обычно в контактовых частях массива и иногда переходят в пегматиты.

Преобладают двуслюдяные гранитоиды состава (в %): плагиоклаз — 46, калиевый полевой шпат — 13,5, кварц 32,7, биотит — 6,3, мусковит — 1,0, эпидот — 0,6, что соответствует лейкогранодиориту с повышенным содержанием кварца (по химизму эти породы ближе к плагиограниту). Исключительно редко встречаются реликты амфибола. Типичны гранобластовая, гранолепидобластовая, коррозионная, отмечены реликтовые гипидиоморфнозернистая и резко порфиroidная структура.

Петрографические особенности пород указывают на их формирование в результате разновременных и иногда не связанных друг с другом процессов.

По химическому составу гранитоиды главной фазы отличаются от среднего гранита повышенным содержанием натрия, магния, железа и недосыщенностью щелочами и глиноземом. Лейкограниты поздней фазы тесно связаны по составу с породами главной фазы, а аплиты близки к субщелочным калиевым лейкогранитам. В ходе магматического процесса от ранних дифференциатов к поздним происходил рост кремнекислотности, щелочности и отношения K_2O/Na_2O , железистости, снижение содержания магния, железа и кальция. Описываемые гранитоиды отличаются резко пониженной (в 2—6 раз) концентрацией почти всех редких литофильных, радиоактивных, летучих элементов, высоким K/Rb отношением [66].

На Южном Памире мигматит-гранито-гнейсовая формация рассматривается нами в составе зугвандского и зорбурулюкского комплексов, которые распространены в Юго-Западном Памире и в восточной части Центрального Памира. Породы обоих комплексов представлены небольшими пластовыми и линзовидными телами мощностью в десятки, редко первые сотни метров, которые прослеживаются по простиранию на первые десятки километров. На Центральном Памире они субсогласно залегают в кристаллических породах музкольской серии (PR_1), а Юго-Западном Памире — шахдаринской и горанской серий (AR). Обычно тела гранито-гнейсов не имеют секущих контактов с вмещающими породами и часто участвуют в образовании складок или будинаж-структур. Какие-либо экзоконтактные изменения вмещающих пород не устанавливаются, за исключением неравномерно проявленной инъекционной мигматизации. Возраст пород формации с учетом их геологической позиции и радиологических данных (см. табл. 1) условно определяется как архейский для зугвандского комплекса и раннепротерозойский для зорбурулюкского комплекса [34, 72].

Породы формации образуют близкую ассоциацию — гнейсо-граниты, аплитовидные граниты, лейкограниты и мигматиты, причем первые преобладают. Для них характерны плейчатые и полосчатые

текстуры, обусловленные чередованием лейко- и меланократовых полос. Структуры пород — аллотриоморфнозернистые и гранобластовые. Минеральные составы пород обоих комплексов характеризуются большим сходством, отличаясь лишь количественными содержаниями породообразующих минералов. Они представлены (в %) плагиоклазом (альбит и олигоклаз) — 30—60, калиевым полевым шпатом — 10—40, кварцем — 20—30, биотитом — 5—10, амфиболом — 0—5; акцессорные — апатит, циркон, сфен, монацит, ильменит, турмалин, магнетит. Амфибол по составу отвечает роговой обманке, близкой к паргаситу.

К гнейсо-гранитам и мигматитам пространственно тяготеют аплиты и пегматиты, структурно и по минеральному составу схожие с ними.

По химическому составу породы формации характеризуются высокими содержаниями кремнезема (SiO_2 — 73,3%), глинозема (Al_2O_3 — 13,3%) и повышенной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 7,7%) при преобладании натрия над калием [66]. По геохимическим особенностям гранитоиды содержат низкие концентрации элементов-примесей, отмечается лишь положительная специализация на цезий и олово.

В заключение можно отметить, что породы мигматит-гранито-гнейсовой формации характеризуются однообразным составом и достоверно известны лишь в древних протоконтинентах, а также в Центральном-Памирском зеленокаменном поясе, локализуясь в самом нижнем архей-раннепротерозойском структурном этаже. Разный возраст отдельных комплексов свидетельствует об их одновременном становлении в различных регионах Тянь-Шаня и Памира. Субстратом для пород формации часто являлись наряду с метapelитами и метабазитами, что свидетельствует об их образовании позже последних. На территории древнего палеоокеана, а также в отдельных блоках протоконтинентов (Макбальский, Атбашинский) породы мигматит-гранито-гнейсовой формации не проявились не только в докембрии, но и в раннем палеозое.

Таким образом, можно констатировать, что формирование коры континентального типа на территории Средней Азии началось уже в архее—раннем протерозое, но становление ее было одновременным и неповсеместным. К концу рифея континентальная кора была сформирована лишь в протоконтинентах, а на значительной части территории Средней Азии в это время была распространена кора океанического или переходного типов. Поэтому утверждение отдельных исследователей [34] о том, что каледонские и герцинские геосинклинали Тянь-Шаня и Памира закладывались на зрелой коре континентального типа, по существу, не согласуется с фактическими материалами по раннедокембрийскому магматизму Средней Азии.

ТОНАЛИТ-ГРАНОДИОРИТ-ПЛАГИОГРАНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Породы этой формации известны на Среднем Тянь-Шане и рассматриваются в объеме двух комплексов: сарыджазского (Сарыджазский блок) и бештерского (Кассанский блок) условно раннепротерозойского возраста, формирование которых связывается с карельской складчатостью.

Гранитоиды сарыджазского комплекса слагают на востоке Срединного Тянь-Шаня два крупных массива — Сарыджазский (более 1200 км²) и Оттукский (250 км²), приуроченные к осевым частям Сарыджазского и Кеолюйского хребтов. Они прорывают метаморфические породы кеолюйской свиты (PR₁) и трансгрессивно перекрываются свитами Большого Нарына (R₁), кичиталдусуйской (R—V), джетымтаусской (V) и отложениями среднего—верхнего ордовика. Значения калий-аргонового возраста гранитоидов и вмещающих их гнейсов кеолюйской свиты, укладываемые в интервал 570—970 млн. лет, не отвечают геологическому возрасту и рассматриваются как омоложенные [84].

Контакты массивов крутые, интрузивные, грубосогласные с залеганием вмещающей толщи; тела в целом глубоко эродированы и разбиты разломами на блоки. Контактное воздействие на вмещающие метаморфиты кеолюйской свиты выразилось в развитии широких зон мигматитов и инъекционных гнейсов, достигающих мощности 1—2 км.

В довольно однообразном строении массивов примерно в равных количествах принимают участие граниты и гранодиориты, постепенно переходящие друг в друга, редко встречаются биотитовые кварцевые диориты и тоналиты. Характерно присутствие линзовидных тел гибридных орбикулярных гранитоидов размером до 20×200 м, образовавшихся за счет ассимиляции древних габброидов и амфиболитов. Жильная фация представлена дайками плагиогранитов, аплитовидных гранитов, гранит-порфиров, мощность которых достигает многих десятков метров. Типичны пегматоидные шпирсы с расплывчатыми контактами, встречаются лампрофировые дайки.

Граниты и гранодиориты имеют слабопорфировидное, среднекрупнозернистое сложение, розовато-серую окраску. Текстура массивная, изредка гнейсовидная. Граниты состоят (в %) из микроклина — 35—40, олигоклаза (An_{25—30}) — 25—40, кварца — 20—30, цветных минералов — 5—10, из которых резко преобладает биотит. Акцессории: сфен, апатит, циркон, ортит, флюорит, магнетит. В гранодиоритах содержание (в %) микроклина уменьшается до 15—20, кварца — до 15—25 при увеличении плагиоклаза (An_{30—35}) до 45—55 и цветных минералов до 10—15, из которых нередко ведущую роль играет роговая обманка. В плагиогранитах содержание (в %) микроклина уменьшается до 5—10, а кварца — возрастает до 35—40. В жильных породах часто присутствует мусковит.

По химическому составу все породы, в том числе и плагиограниты, принадлежат к калий-натриевой серии, нормальному известково-щелочному ряду и являются весьма высокоглиноземистыми ($2 < a' < 10$).

Геохимическая характеристика в целом вполне удовлетворительно согласуется с геохимическим типом так называемых палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда (по Л.В. Таусону, 1977) и средним гранитом (по А.П. Виноградову). С гранитоидами связана убогая золоторудная минерализация.

Интрузивы бештерского комплекса известны в Пскемском, Та-

ласском, Чаткальском хребтах, где обнажаются на площади более 450 км². Наиболее крупный из них, Бештер-Тюндюкский массив, (250 км²) размещен в ядре Пскемской антиклинали. О характере вмещающих пород можно судить по крупным ксенолитам, представленным мигматизированными амфиболитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, напоминающими метаморфические образования семизсайской свиты (PR₁). Докембрийский возраст комплекса устанавливается по налеганию на гранитоиды с разрывом рифей-вендских вулканогенно-осадочных отложений с обильными обломками бештерских гранитоидов в базальных горизонтах. Значения радиологического определения возраста (K-Ar метод) имеют значительный разброс — от 690 до 915 млн. лет — и, по-видимому, являются омоложенными.

В строении комплекса выделяются две интрузивные фазы. Породы первой фазы внедрения, слагающие Музбельский массив и присутствующие в Бештер-Тюндюкском в виде блок-ксенолитов, сложены среднезернистыми порфиридовидными и крупно-равномерно-зернистыми гранодиоритами. Характерно присутствие в эндоконтактных зонах орбикулярных гранодиоритов с шарообразными (5—20 см) концентрически зональными обособлениями, обогащенными роговой обманкой и биотитом. В центре овидов, как правило, заключен ксенолит. В целом породы лейкократовые, количество темноцветных возрастает в участках пород с орбикулярными текстурами. Из особенностей минерального состава гранодиоритов первой фазы можно отметить наличие полизонального таблитчатого плагиоклаза трех генераций с небольшой разницей в основности — обычно в пределах андезина, а также присутствие двух калиевых полевых шпатов: ксеноморфного (в основной массе породы), содержащего пертит распада, и таблитчатого микроклина в виде порфириковых вкрапленников с признаками порфиробластического разрастания, что иногда дает повод считать породы калишпатизированными. Из темноцветных минералов преобладает биотит, лишь в овидных разностях возрастает роль роговой обманки.

Породы второй фазы бештерского комплекса представлены в основном двуслюдяными лейкократовыми гранитами (трондьемитами), в которых плагиоклаз (олигоклаз) существенно, иногда в 2—3 раза, преобладает над калиевым полевым шпатом. Цветные минералы представлены биотитом (до 4%) в сростках с мусковитом (0,5—1,5%). Аксессуарные — магнетит, ильменит, сфен, апатит, циркон и пирит. Содержания кварца колеблются в широких пределах — от 21 до 30%. Макроструктура пород в основном средне- и равнозернистая, но встречаются участки крупнозернистых и порфиридовидных гранитов.

Для комплекса также характерны пониженные содержания большинства микроэлементов при некоторой обогащенности литофильными барием и стронцием, иногда отмечаются повышенные содержания золота.

Из жильных пород, сопровождающих интрузии плагиогранитов, распространены аплиты, пегматиты, аплитовидные граниты в виде



Рис. 7. Состав пород тоналит-гранодиорит-плагиигранитовой формации

1 — бештерский комплекс (PR₁), 2 — сарыджазский комплекс (PR₁), 3 — бабаканский комплекс (V?). Поля составов пород батолитовых формаций: 4 — граниты; 5 — гранодиориты

тел неправильной и жильной формы малой (до 1 м) мощности и протяженности (десятки метров). По петрографическим и расчетным оценкам интрузии бештерского комплекса относятся к абиссальным и ультраабиссальным, существенно автохтонным образованиям, обогащенным водой и сформировавшимся с широким развитием процессов гранитизации.

Металлогеническая специализация не выяснена. Имеются указания на связь с формацией полиметаллического и золотого оруденения.

По многим признакам (геологической позиции, возрасту, петрографическим особенностям) бештерский комплекс имеет много общих черт с сарыджазским. Наибольшими чертами сходства с сарыджазскими обладают породы первой фазы бештерского комплекса (вплоть до появления овоидных текстур). Однако существуют и значительные различия: в частности, в сарыджазском комплексе отсутствуют двуслюдяные плагииграниты, а гранитоиды по петрохимическим характеристикам ближе к батолитовой гранодиорит-гранитовой формации, отличаясь от бештерских большим содержанием калия (рис. 7). Вместе с тем на этой же диаграмме совпадают точки, характеризующие породы второй фазы бештерского и породы вендского бабаканского комплексов. Массивы последнего расположены в Таласо-Каратауской зоне в непосредственной близости от интрузивов первого; петрографически они схожи. Поэтому не исключено, что к раннепротерозойскому бештерскому комплексу относятся только гранодиоритовые интрузивы первой фазы.

ЧАРНОКИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Породы этой формации известны в составе романитского комплекса лишь в Юго-Западном Памире (Памиро-Нуристанская зона), где образуют мелкие линзовидные, штокообразные и куполовидные тела площадью от первых десятков квадратных метров до 6—8 км² в бассейнах рек Романит, Даршай, Ляджвардара, Ростовдара, Зеревдара и др. Чарнокиты образуют также маломощные пластообразные залежи и жилы в кристаллических сланцах, гнейсах и эклогитоподобных породах и локализуются исключительно в полосе распространения хорогского ортокомплекса (AR).

Чарнокитовая формация детально охарактеризована К.Т. Будановой [25], которая рассматривает в ее составе пироксенсодержащие гранитоиды (от гранитов до кварцевых диоритов включительно), отвечающие по *P-T* условиям формирования гранулитовой фации. Возраст формации по геологическим и радиологическим данным, определяется как ранний протерозой [25, 34].

Макроскопически различаются две разновидности чарнокитовых гранитоидов: 1) меланократовые грубозернистые и крупнопорфировидные породы, в которых вкрапленники полевых шпатов достигают размеров 10—12×3—4 см, и 2) лейкократовые, более равномернозернистые породы, однако и в них отмечаются метабласты полевых шпатов размером до 0,5 см. Обе разновидности содержат много ксенолитов вмещающих пород (эклогиты, амфиболиты, биотит-гранатовые гранито-гнейсы и др.), размером от первых сантиметров до нескольких десятков метров; между ксенолитами гнейсов и чарнокитами часто наблюдаются взаимопереходы. Структуры чарнокитовых гранитоидов — гетерогранобластовые, коррозийные, диабластовые, венцовые, реже гипидиоморфные и монцониовые.

Породообразующие минералы представлены (в переменных количествах) орто- и клинопироксенами, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, гранатом, амфиболом, биотитом и кварцем, причем последние четыре являются вторичными. Замещение первичной ассоциации ромбический пироксен+моноклинный пироксен+плагиоклаз+калиевый полевой шпат ассоциацией гранат+амфибол+биотит+кварц четко фиксируется реакционными взаимоотношениями между минералами. Из акцессорных присутствуют ортит, апатит, циркон, монацит, рудный минерал.

Ортопироксен представлен гиперстеном, часто замещаемый симплектитовыми образованиями биотита, кварца и граната (\pm рудный минерал) или каймами вторичных клинопироксена, амфибола и граната; клинопироксен, кроме вторичной генерации, представлен также крупными (до 1,5 мм) зернами I генерации (ближе не диагностирован). Плагиоклазы образуют таблички размером до 3—5 мм, состав их меняется в зависимости от состава породы: в гранодиоритах это андезин-лабрадор, в гранитах — олигоклаз-андезин. Калиевый полевой шпат представлен триклинным ортоклазом, реже — микроклином. Кварц выделяется в виде крупных

неправильных зерен, образуя скопления изометричной формы. Амфибол представлен двумя генерациями: первая — густо-зеленая или бурая высокожелезистая роговая обманка (гастингсит), вторая — светло-сине-зеленая роговая обманка (актинолит), образующая каймы замещения в пироксенах и гастингсите. Биотит обычно образует радиально-лучистые скопления вокруг зерен рудных минералов по границе их с плагиоклазом, по составу является высокотитанистым (TiO_2 более 4%), что находится в соответствии с его образованием за счет титансодержащих минералов (ильменита, сфена). Гранат представлен двумя генерациями и является преимущественно вторичным минералом, образуемым по контактам темновесных минералов и плагиоклаза в виде цепочек мелких зерен, реже отмечаются крупные зерна граната I, не обнаруживающие реакционных отношений с другими минералами. По составу гранат относится к пиральспитовым с преобладанием альмандиновой молекулы, причем гранат II обладает более высокой железистостью и марганцовистостью и пониженной магниальностью.

Наличие в чарнокитовых гранитоидах Юго-Западного Памира равновесной ассоциации гиперстен+гранат+ортоклаз, а также вторичные процессы эколгитизации в них (образование гранат-амфибол-кварцевых кайм и симплектитов по контакту гиперстена с олигоклазом) являются несомненным доказательством их глубинности [25].

По химическому составу чарнокитовые гранитоиды приближаются к гранитоидам нормального ряда (с отклонением в сторону субщелочных) соответствующих типов: граниты, гранодиориты и т.п. Основными петрохимическими особенностями чарнокитов Юго-Западного Памира являются высокая железистость, повышенная титанистость и щелочность (при $K > Na$), умеренная и пониженная глиноземистость, что отличает их от обычных гранитоидов, формирующихся в пределах гранито-гнейсового слоя.

Как известно, относительно образования чарнокитовых гранитоидов древних кристаллических толщ существуют разные точки зрения: согласно одной все чарнокиты рассматриваются как магматические образования, согласно другой — как метаморфогенные. По-видимому, среди чарнокитов есть и те и другие. К.Т. Буданова [25] полагает, что в Юго-Западном Памире процессы ультраметаморфизма в условиях гранулитовой фации, включая и процессы частичного расплавления (анатексис) гранулитобазитового слоя, являлись причиной формирования как жильных (метаморфогенных) чарнокитоидов, так и значительных интрузивных масс чарнокитов, частично перемещенных. Впоследствии чарнокиты и вмещающие их породы подвергались диафорезу как на регрессивной стадии гранулитового метаморфизма, так и в результате разобщенных во времени новых этапов наложенного метаморфизма.

НИЖНЕРИФЕЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Вулканогенные отложения условно нижнерифейского возраста сравнительно широко распространены в Северном и Среднем Тянь-Шане, в Муюнкумо-Наратском протоконтиненте и по его окраинам, занимая значительные площади. Они представлены породами контрастной базальт-липаритовой и дацит-липаритовой формаций. Их возраст и структурно-тектоническая позиция спорны. Одни исследователи [34] считают, что в Средней Азии несомненные аналоги нижнего рифея пока что не доказаны ни биостратиграфическими, ни радиологическими данными, другие (Ю.А. Зайцев и др.) рассматривают их в составе так называемого исседонского геосинклинального комплекса. Возможно, что они отражают один из этапов активизации карелид, однако слабая изученность условно нижнерифейских вулканогенных формаций не позволяет в настоящее время более точно установить их принадлежность к определенному тектоно-магматическому циклу.

Базальт-липаритовая формация имеет ограниченное развитие и рассматривается в составе урюктинской толщи. Ее фрагменты зафиксированы в Муюнкумо-Наратской и Чилико-Кеминской зонах. Незначительные выходы отмечаются в хр. Кунгей-Алатау в междуречье Чон-Урюкты-Байсорун, в долине р. Чолпон-Ата, в Заилийском хребте, по правобережью р. Чон-Кемин. Наблюдаемые мощности пород формации 1200—1500 м. Урюктинская толща не имеет четких стратиграфических контактов, и возраст ее определен условно по сопоставлению с экургенкольской и атджайляуской толщами как нижнерифейский.

Породы базальт-липаритовой формации залегают в узких тектонических блоках, вытянутых в субширотном направлении, которые приурочены к краевым частям Чилико-Кеминской геосинклинали, заложенной в жесткой структуре Иссyk-Кульского срединного массива.

Наиболее полный разрез отложений базальт-липаритовой формации наблюдается в междуречье Чон-Урюкты-Байсорун. Нижняя его часть сложена амфиболитами и амфиболизованными порфиритоидами (мощность 550 м). Выше по разрезу залегают биотит-кварцевые сланцы (250 м). На них согласно залегают серые и зеленовато-серые липариты и их туфы с характерной, четко выраженной флюидалностью. В низовьях р. Чолпон-Ата толща представлена только порфиритоидами и туфами того же состава, причем преобладают последние. В собственно Чилико-Кеминской зоне к урюктинской толще отнесены рассланцованные лавы, лавобрекчии и туфы дацитов и липаритов с пачками хлорит-глинистых и кремнистых сланцев, песчаников и редко известняков мощностью 1200—1500 м. Таким образом, нижняя часть толщи формации здесь слабо развита или отсутствует совсем. Урюктинская толща в хребте Кунгей-Алатау прорвана каледонскими и протерозойскими интрузиями и довольно сильно метаморфизована, в Заилийском хребте она интенсивно рассланцована.

Степень изученности формации слабая, и по имеющимся данным

судить о петрографии, петрохимии и металлогенической специализации формации невозможно.

Дацит-липаритовая формация (свиты Большого Нарына, экургенкольская, курганская) имеет широкое развитие в Сарыджазской, Киргизско-Терскейской и Таласо-Каратауской структурно-формационных зонах. Выходы пород формации известны на южном склоне хр. Терскей Алатау, в бассейне р. Большой Нарын, в северных предгорьях Атбашинского хребта, в хребтах Акшийряк и Тахталык, на северном окончании Таласского хребта. Максимальные мощности отложений формации достигают 1000—2500 м.

В тектоническом отношении формация приурочена к ядерным частям крупных антиклинорий (Курганская брахиантиклиналь, Нарынский антиклинорий и др.). Нижнерифейский возраст пород формации определен по положению в разрезе и на основании сопоставления с майтубинской серией Улутау в Центральном Казахстане, имеющей возраст 1,6—1,8 млрд. лет. Контакты пород комплексов с выше- и нижележащими отложениями резкие, со следами размыва, базальными конгломератами в основании и контрастной сменой степени метаморфических преобразований на границе толщ.

Дациит-липаритовая формация имеет четко выраженное трехчленное строение. В наиболее полном разрезе в восточной части хр. Джетим-Тау в нижней части развиты массивные зеленовато-розовые и розовато-желтые отчетливо полосчатые липариты. Характерно обилие секущих и пластовых тел, разнообразных по структурам гранофигов, гранит-порфигов, микрогранитов, видимая мощность до 500 м. Средняя часть представлена внизу ритмичным чередованием алевролитов, сланцев и песчаников, содержащих прослойки флюидалных липаритов и их туфов. Они сменяются конгломератами, чередующимися с рассланцованными миндалекаменными порфиритоидами (100—300 м). Вулканогенная толща перекрывается филлитовидными сланцами, сверху переслаивающимися с известняками и доломитами. Верхняя часть сложена массивными и грубоплитчатыми желтовато-зелеными липаритами и их туфами (800 м).

В общем в разрезах комплексов дацит-липаритовой формации Северного Тянь-Шаня в восточной его части преобладают вулканогенные отложения липаритового и дацитового составов, в центральной — наряду с липаритами появляются вулканиты среднего состава, а в западной преобладают вулканогенно-осадочные отложения, в верхних частях — красноцветные. В наиболее полно представленных разрезах вулканитов эффузивная и субэффузивная фации слагают 50—70% мощности формации, туфы, туфолавы и игнибриды — 25—50%. К породам жерловой и субвулканической фаций Е.И. Зубцов предположительно относит невадитовые риолиты, а В.В. Киселев и В.Г. Королев — гранофиры и лейкократовые микрограниты, встречающиеся среди вулканических покровов в хребтах Джетим-Тау и Нарын-Тау.

Вулканогенные породы формации обычно рассланцованы, имеют перекристаллизованную основную массу и нередко превращены в

серицито-кварцевые сланцы. Основная масса пород полевошпатово-кварцевая с серицитом, количество которого может достигать 50%, с хлоритом, иногда мусковитом и вторичным биотитом. Структуры пород — порфировая, гломеро-порфировая, сериально-порфировая. Вкрапленники составляют 30—35% породы и представлены калиевым полевым шпатом (3—10%), биотитом (0,5—4), кварцем (3—5%). Структура основной массы микрофельзитовая, микросферолитовая, микропойкилитовая. Акцессорные минералы — магнетит, титаномагнетит, циркон.

Субвулканические тела гранит-порфиров характеризуются сравнительно раскристаллизованной основной массой, вкрапленники составляют до 12% породы и представлены калиевым полевым шпатом (6—8%) и кварцем (1—4%), акцессорные минералы — циркон, титаномагнетит. Общими особенностями рассматриваемых пород является отсутствие вкрапленников плагиоклазов, постоянное присутствие биотита.

Туфолавы и палеоигнимбриты состоят из развальцованных обломков липаритов, погруженных в гранобластовый или лепидогранобластовый агрегат кварца и серицита с примесью зерен полевых шпатов и чешуек хлорита. Туфы кислого состава характеризуются реликтовой псаммитовой, реже псеффитовой и литокристаллокластической структурами.

По петрохимическим особенностям в составе формации выделяются низкощелочные риодациты, риолиты, трахириодациты и трахириолиты. По характеру щелочности вулканыты этой формации соответствуют калиевым и калий-натриевым типам риолитов. При анализе среднего состава пород выявляется их ультракислый состав (SiO_2 более 73%), пониженное содержание щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 6,61%) при заметном преобладании калия над натрием, несколько повышенная железистость, малая известковистость (CaO менее 1,51), высокая глиноземистость ($a^l=3,78$).

Статистическое сравнение пород дацит-липаритовой формации с другими вулканогенными сериями, проведенное В.Г. Королевым и В.В. Киселевым, указывает на сходство комплексов с постскладчатými вулкано-плутоническими ассоциациями структур орогенного класса.

Для пород дацит-липаритовой формации установлены пониженные содержания Be, Pb, Zn, Ni, Zr; околочларковые Cr, Cu, Ga, Y и повышенные Ti, Co, Sn, Mo, Yb. Содержание редких щелочей составляет (в г/т): Li — 6,9, Rb — 165, Cs — 5; F — 493; отношение $\text{K/Rb}=215$. Отчетливой связи оруденения с комплексами формации не отмечается.

ПОЗННЕДОКЕМБРИЙСКАЯ МЕТАБАЗАЛЬТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ПАЛЕООКЕАНА

Породы этой формации по своему петрографическому составу, возрасту, степени метаморфизма и условиям залегания значительно отличаются от пород рассмотренной выше раннедокембрийской metabазальтовой формации протоконтинентов. Они развиты преиму-

щественно в Южном Тянь-Шане (Букантау-Тамдытауский, Северо-Восточно-Ферганский и Атбашинский сегменты) и в Юго-Восточном Памире. Характеристика их приводится в работах А.Б. Бакирова, А.Б. Горянова, А.А. Кустарниковой, Х.С. Таджидинова, В.Н. Шванова и др. [12, 44, 88, 101].

В составе пород формации преобладают различные зеленокаменные и амфиболовые сланцы, реже встречаются амфиболиты и эпидозиты, образовавшиеся за счет основных вулканических пород в результате метаморфизма низких давлений в условиях пренит-пумпеллитовой, зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Повсеместно они пространственно ассоциируют с метапелитами и карбонатными породами, совместно участвуя в строении одноименных свит с характерным пластовым залеганием. Первичный состав метапелитов, как правило, соответствует алевролитам, аргиллитам и песчаникам, т.е. морским осадкам.

Наиболее древние породы формации известны в Юго-Восточном Памире, на северной окраине Памиро-Нуристанского протоконтинента в составе рамаифской свиты, которая составляет верхнюю часть аличурской серии и условно датируется как ранний—средний протерозой [72]. Отмечается по левобережью р. Аксу и в устьевой части р. Башгумбез.

Свита сложена преимущественно катаклазированными биотитовыми гнейсами с горизонтами зеленокаменных метавулканитов и прослоями хлоритовых, хлорит-серицитовых, двуслюдяных и биотитовых сланцев, реже мраморов.

Общая мощность свиты до 1500 м, из них метавулканиты — до 150—200 м. Последние отличаются черным, темно-зеленым цветом и по составу соответствуют лавам, кластолавам базальтов, спилитов, диабазов, ортофиоров. В тесной пространственной и структурной ассоциации с ними залегают метагаббро и метагаббродиабазы (абдуллаханский комплекс), которые рассмотрены ниже в составе габбро-диабазовой формации.

Текстура метавулканитов сланцевая, миндалекаменная, структура гломеропорфировая, порфировая с крупнозернистой микропайкитовой и пилотакситовой структурой основной массы, которая сложена преимущественно плагиоклазом и рудным минералом с редкими включениями цветных минералов и преобладает над вкрапленниками.

Минеральный состав вкрапленников (в%): пироксены, амфиболы — 40—60, плагиоклазы — 30—55. Вторичные минералы — актинолит, тремолит, эпидот, хлорит, серицит, альбит, лейкоксен. Пироксен представлен авгитом и геденбергитом, часто подвержен амфиболизации, эпидотизации, опацигизации. Амфибол по составу отвечает грюнерит-куммингтониту, а также бурой и зеленой роговой обманке. Количественно преобладает над пироксеном, подвержен изменению с образованием эпидота, хлорита, рудных минералов, переходит в тремолит-актинолитовые разности. Плагиоклаз отвечает по составу олигоклазу и андезин-олигоклазу, большей частью замещен альбитом, скаполитом, соссуритом. Аксессуары представлены

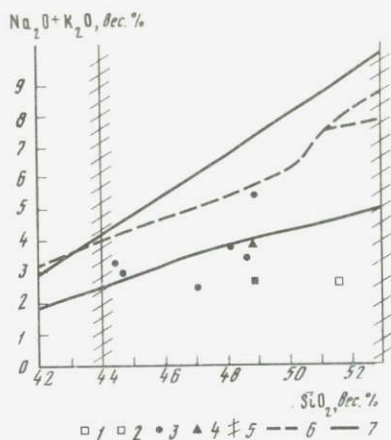
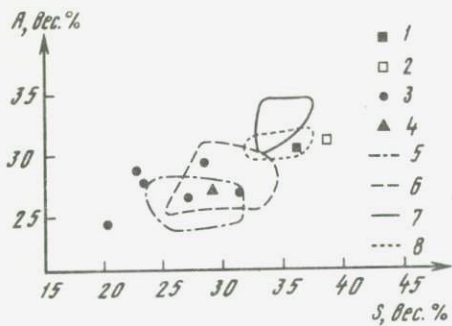


Рис. 8. Диаграмма А-S для пород метабазальтовой формации палеоокеанов

Свиты: 1 — кумбулакская, 2 — учкудуктауская, 3 — майлисуйская, 4 — рамаифская, 5—8 — см. рис. 4 (7—10)

Рис. 9. Диаграмма SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для пород метабазальтовой формации палеоокеанов

Свиты: 1 — кумбулакская, 2 — учкудуктауская, 3 — майлисуйская, 4 — рамаифская, 5—7 — см. рис. 5 (7—9).

апатитом (преобладает), сфеном, рутилом, магнетитом, ильменитом, сульфидными минералами.

Метавулканыты в подавляющей части изменены в амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фациях метаморфизма с регрессивной зеленосланцевой, иногда отмечаются пропилитовые разности. Химический состав и петрохимические характеристики (рис. 8,9) подчеркивает базальтовый состав пород и их калий-натриевую сериальность. Они характеризуются умеренной глиноземистостью, мезократостью и нормальным содержанием TiO_2 .

В Северном Букантау аповулканические метабазиты известны в нижней части кумбулакской свиты (нижне-кумбулакская подсвита) с видимой мощностью 950 м. Возраст свиты спорный — от нижнего протерозоя до силура, но большинство исследователей датируют ее условно поздним протерозоем.

Метавулканыты представлены преимущественно различными зеленокаменными сланцами (альбит-актинолитовые, альбит-эпидот-актинолитовые, амфибол-эпидот-плаггиоклазовые, кварц-плаггиоклаз-хлоритовые и др.), реже амфиболитами и эпидозитами. Структура пород — нематогранобластная, порфиробластовая, нематолепидобластовая, пойкилопорфиробластовая, лепидогранобластовая и др., текстура — полосчатая и микроплойчатая, очково-параллельная. Породообразующие минералы сланцев (альбит, эпидот, актинолит) нередко замещаются хлоритом, анкеритом, кальцитом. В амфибол-эпидот-плаггиоклазовых сланцах амфибол представлен обыкновенной зеленой роговой обманкой, а плаггиоклаз — олигоклаз-альбитом.

Для амфиболитов характерна минеральная ассоциация актинолит + альбит + олигоклаз + эпидот. По химическому составу (см. рис. 6,7) метабазиты кумбулакской свиты относятся к толеитовым базальтам нормального ряда натриевой серии с умеренной глиноземистостью, а по низкому содержанию K_2O (меньше 0,1—0,2%) они преимущественно соответствуют "примитивным" базальтам.

В Северном Тамдытау породы формации слагают верхнюю подсвиту учкудуктауской свиты мощностью 1500 м, датируемой условно верхним рифеем—вендом.

Метавулканиды представлены амфиболовыми и празинитовыми сланцами, амфиболитами и реже эпидозитами и метагиалокластитам. Амфиболиты имеют нематобластовую и гранонематобластовую структуры и состоят из взаимопараллельно расположенных зерен (до 0,05 мм) обыкновенной роговой обманки, промежутки между которыми выполнены сильно сосюритизированным плагиоклазом, кварцем и реже рудным минералом.

Иногда отмечаются реликты ромбического пироксена—гиперстена. В амфиболовых сланцах с нематогранобластовой структурой наблюдается чередование полос из призм обыкновенной роговой обманки с незначительной примесью зерен олигоклаз-альбита и полос олигоклаз-альбита с вкраплениями игольчатого актинолита. Празинитовые сланцы состоят из роговой обманки, эпидота и олигоклаз-альбита, находящихся примерно в равных количествах, с примесью зерен кварца. Как для амфиболовых, так и празинитовых сланцев характерно повышенное содержание пирита, изоморфные зерна которого равномерно рассеяны в породе. Весьма специфичные метагиалокластиты образуют слои мощностью 1,5—2 м. Порода представляет собой почти не поляризующее свет вулканическое стекло с характерной бластокристаллической структурой, обусловленной наличием реликтов кристаллов и обломков стекловатого материала и пепла.

Терригенные и хемогенные породы учкудуктауской свиты также содержат вулканогенный материал, первые — в виде обломков эффузивов и зерен минералов, а вторые — пепловых частиц, количество которых иногда так велико, что значительно искажается химический состав пород. Закономерное сочетание пластов с прямой градиционной сортировкой материала, среди которого вулканогенный часто преобладает, позволяет говорить о наличии в составе свиты туфовых турбидитов.

По химическому составу (см. рис. 8,9) метабазиты учкудуктауской свиты соответствуют мезократовым толеитовым базальтам ("гавайским") нормального ряда, калий-натриевой серии щелочности с умеренной глиноземистостью и мезократовой фемичностью.

В северо-западной части Ферганского и юго-западных отрогах Атойнакского хребтов (Северо-Восточная Фергана) породы рассматриваемой формации слагают основную часть майлисуйской свиты мощностью 2000 м, отложения которой занимают значительную площадь. Свита условно датируется как протерозой нерасчлененный.

Среди metabazитов преобладают различные аповулканогенные зеленосланцевые сланцы преимущественно хлорит-актинолитового и хлорит-эпидот-актинолитового состава, переслаивающиеся с прослоями кремней мощностью 20—30 см, маломощными горизонтами метатUFFов и более мощными покровами метавулканитов с реликтовыми структурами и текстурами эффузивных пород. Выше metabазиты согласно перекрываются толщью в разной степени измененных лав, туфов, кремнистых пород и биогермных известняков мощностью 600 м.

В.Н. Шванов [101] датирует майлисуйскую свиту условно ордовик-силуром и считает, что первичные вулканогенные породы в ее составе были представлены базальтовыми лавами, реже их туфами и граувакками, по химическому составу сходными с низкощелочными толеитовыми базальтами нормального ряда океанического дна, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и субглаукофановой.

Однако, по нашим данным, в юго-западных отрогах Атойнакского хребта породы свиты характеризуются несколько повышенной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 3,5-5,5\%$, при $\text{SiO}_2 - 47-49\%$), калий-натриевой сериальностью, отвечают субщелочным оливиновым базальтам (см. рис. 8,9) и, возможно, являются островодужными образованиями.

В нижней части северного склона хр. Атбаши аповулканогенные metabазиты слагают основание кембельской толщи, которая обнажается на площади более 10 км^2 и имеет мощность 1600 м. Возраст ее условно определяется как протерозой нерасчлененный.

Нижняя часть толщи (600 м) сложена актинолитовыми, актинолит-эпидотовыми и актинолит-хлоритовыми сланцами с прослоями эпидозитов и полосчатых кварцитов и реже амфиболитов. Выше согласно залегают бластоалевролитовые, хлоритовые, хлорит-серицитовые и актинолит-хлоритовые сланцы и полимиктовые песчаники (1000 м), ритмично переслаивающиеся между собой. К сожалению, мы не располагаем химическими анализами metabазитов кембельской толщи, но, по данным А.Б. Бакирова [11,12], они образовались за счет вулканических пород основного состава.

Таким образом, породы metabазитовой формации позднего докембрия Средней Азии представлены преимущественно толеитовыми базальтами — от примитивных до субщелочных, метаморфизованных в зеленосланцевой фации и совершенно не подвергшихся гранитизации. Они характеризуются постоянной тесной пространственной ассоциацией с плутоническими мафит-ультрамафитовыми породами, а также глубоководными осадками (метапелитами и карбонатами), что позволяет интерпретировать их в совокупности как древнюю океаническую кору. Отдельные исследователи [13,80] рассматривают метавулканиты палеоокеана в составе раннегеосинклинальных комплексов.

ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

По тектоническому положению и приуроченности к определенным структурам породы рассматриваемой формации в Средней Азии известны в фундаменте древних протоконтинентов, в отложениях ложа палеоокеана и среди раннегеосинклинальных образований в эвгеосинклинальных структурно-формационных зонах Тянь-Шаня и Памира. Массивы и тела ультрамафитов, как правило, приурочены к зонам глубинных разломов и почти повсеместно интенсивно серпентинизированы. Их возраст многими исследователями условно определяется по аналогии с возрастом вмещающих их вулканических пород основного состава, с которыми они парагенетически ассоциируют.

Раннедокембрийские альпинотипные ультрамафиты распространены локально и весьма незначительно, их небольшие выходы наблюдаются лишь в отдельных блоках древних протоконтинентов.

В Муонкумском блоке (в Кастекском и Чонкеминском хребтах) альпинотипные ультрамафиты (заилийская группа) слагают около 20 небольших линзо- и пластообразных тел протяженностью от нескольких десятков метров до 1—2 км и мощностью от первых метров до первых сотен метров, а также несколько штокообразных массивов, наиболее крупный из которых Кичикеминский имеет размеры 2,5×0,5 км. Они прослеживаются вдоль Карагайлинского и Актюзского глубинных разломов и приурочены к метабазитам (преимущественно к амфиболитам и амфиболовым сланцам) актюзской, куперлисайской и тегерметинской свит. Несколько небольших тел ультрамафитов известны в восточной части Киргизского хребта среди метабазитов кокмойнокской свиты.

В Кассанском блоке (Чаткальский хребет) ультрамафиты образуют силлообразные и линзообразные залежи (всего 12 тел) мощностью от первых метров до 30—40 м и протяженностью до 1 км среди метабазитов семизсайской свиты.

К раннедокембрийским, очевидно, следует отнести также небольшие тела серпентинитов, залегающие среди метабазитов атбашинской свиты (Атбашинский блок Южного Тянь-Шаня) в приводораздельной части хр. Атбаши.

Ультрамафиты залегают субсогласно с метабазальтами и вместе с ними испытали метаморфизм в эклогитовой и амфиболитовой фациях и складчатость, что позволяет датировать их возрастом вмещающих свит как архей—нижний протерозой. По составу они представлены антигоритовыми, хризотил-антигоритовыми и антигорит-лизардитовыми серпентинитами, которые в краевых частях тел рассланцованы и превращены в антигоритовые, тальковые и тальк-хлоритовые сланцы. В Заилийской группе отмечается зона листовенитов протяженностью 9 км. Габброиды встречаются реже и представлены амфиболизованными соссюритовыми габбро, габбро-амфиболитами и габбро-диабазам.

По химическому составу (рис. 10) серпентиниты отвечают гарцбургитам и по основным параметрам довольно близки к гипоте-

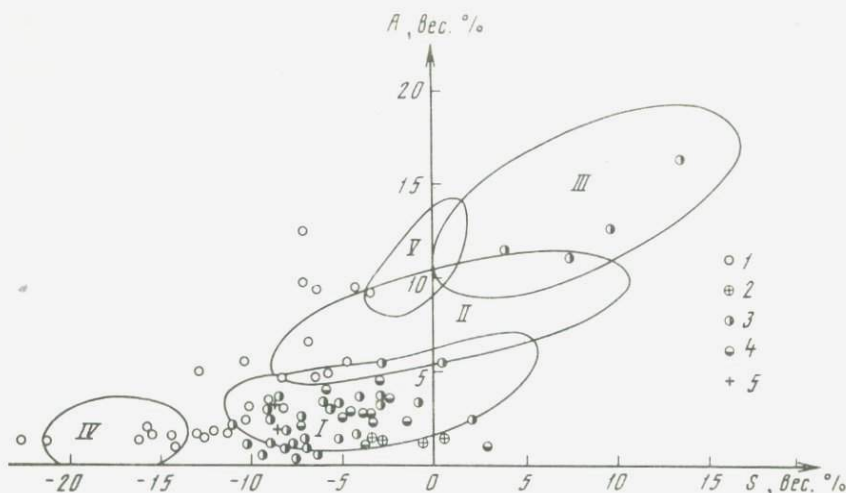


Рис. 10. Диаграмма $A-S$ для ультрамафитов протоконтинентов и палеоокеана

Палеоокеан: 1 — Северо-Восточная Фергана, 2 — Северный Букантау, 3 — Северный Тамдытау; протоконтиненты: 4 — Муюнкумский блок, 5 — Кассанский блок; поля модельных составов: I — гарцбургиты, II — лерцолиты, III — верлиты, IV — дуниты, V — пикриты

тическому пиролиту Рингвуда. О геохимических и минералогических особенностях докембрийских серпентинитов имеется мало сведений, лишь в отдельных пробах отмечается наличие хрома и никеля (Cr_2O_3 — 0,3—0,4%, NiO — 0,2—0,3%); для массивов Зайлийской группы установлены вышекларковые концентрации галлия, скандия, иттрия, иттербия, цинка и пониженные — никеля и кобальта.

Ю.Л. Семенов [80] рассматривает докембрийские ультрамафиты протоконтинентов и вмещающие их метабазиты как образования ранних стадий докембрийского протогеоинклинального цикла, а Г.И. Макарычев [52] и А.Б. Бакиров [12] — в составе офиолитовых комплексов докембрийского океана.

К образованиям палеоокеана нами отнесены альпинотипные ультрамафиты гор Букантау и Тамдытау (Западный Узбекистан), Северо-Восточной Ферганы и западной части хр. Атбаши (Букантау-Карачатыр-Алайская и Атбаши-Хантенгрийская структурно-формационные зоны Южного Тянь-Шаня), парагенетически ассоциирующие с метабазитами толеитового состава и образующие вместе с ними офиолитовую ассоциацию.

В горах Букантау мелкие тела ультрамафитов прослеживаются на десятки километров в виде двух полос в северной и южной их части, пространственно тяготея к зонам Северо-Букантауского и Кокпатасского разломов. Они приурочены к отдельным выходам метабазитов кумбулакской свиты (R_3), а также к вулканогенно-осадочным и терригенным отложениям кокпатасской (R_3)

и коксайской (V) свит, которые находятся в аллохтонном залегании [34, 91].

В горах Тамдытау выходы ультрамафитов распространены в зоне Северо-Нуратинского разлома и приурочены к зеленокаменным метавулканикам учкудуктауской свиты (R_3 —V), тектонические блоки которых расположены вдоль этого разлома. Отдельные тела ультрамафитов залегают среди аллохтонных вулканогенно-осадочных отложений елемесащинской свиты (O—S).

Всего в горах Букантау и Тамдытау известно свыше 100 небольших линзовидных и пластообразных тел серпентинитов, габбро, лиственитов и апосерпентинитовых тальк-карбонатных и кварц-карбонатных пород мощностью от 0,5—1 м до первых десятков, реже первых сотен метров и протяженностью до нескольких сотен метров. Суммарная площадь всех выходов серпентинитов и габбро не превышает 16 км², из них на долю первых приходится около 14 км². Наиболее крупное (7×0,5—1,5 км) межформационное тело ультрамафитов расположено в Северном Тамдытау, в зоне разлома между позднепротерозойскими метавулканиками учкудуктауской свиты и песчано-сланцевой толщи силура. В литературе оно известно под названием Тескудук-Ченгельдинский массив. В составе этого массива, кроме серпентинитов, отмечаются также реликты слабо серпентинизированных перидотитов (гарцбургиты, лерцолиты), реже метасоматические пироксениты и габбро. Последние — более поздние, чем ультрамафиты, и имеют с ними интрузивные взаимоотношения (зоны закалки и ксенолиты серпентинитов в габбро, иногда по контакту образуется реакционная пироксеновая оторочка) [13].

Для мелких тел серпентинитов, габбро и лиственитов характерно интенсивное рассланцевание, дробление и ожелезнение; контакты с вмещающими породами тектонические. Серпентиниты в значительной степени подверглись процессам карбонатизации, окварцевания и оталькования, а габбро — амфиболизации и соссорицизации.

По своему химическому составу (см. рис. 8) и петрографическим особенностям серпентиниты гор Букантау и Тамдытау являются апогарцбургитовыми. Они представлены антигоритовыми (преобладают), хризотил-антигоритовыми, бастит-хризотилловыми и бастит-хризотил-лизардитовыми разновидностями, иногда с повышенными содержаниями хромита (до 5—6%) и магнетита (2—6%). Серпентиниты характеризуются очень низкими содержаниями двуокиси титана и щелочей (0,05—0,1% и менее), пониженными глиноземистостью ($al' = 1—1,5\%$) и кальциевостью (CaO—0,3—1%), коэффициент Хесса $Mg/\Sigma Fe = 6—6,5$ и по своим петрохимическим характеристикам близко отвечают гарцбургитам океанов [49, 90].

Геохимически серпентиниты и габбро Западного Узбекистана специализированы на Ba, Sr, Cr, Cu, Zn, Pb, при этом концентрации Sr в десятки раз, а Ba в сотни раз выше кларковых, что характерно для ультрамафитов океанического происхож-

дения. В серпентинитах установлена также золото-платиновая минерализация с содержаниями золота 0,04—0,06 г/т, реже 0,08 г/т, платины и палладия — 0,002—0,006 г/т, что в 7—10 раз выше кларковых концентраций для золота и в десятки раз ниже для платиноидов [13].

К альпинотипным ультрамафитам Букантау и Тамдытау приурочены Тамдытауское месторождение хризотил-асбеста; рудопроявление хромитов в Тескудук-Ченгельдинском массиве (шлиры хромитов размером до 0,5—5 м с содержаниями Cr_2O_3 в массивных рудах 38—53%), сульфидов и силикатов никеля в серпентинитах (с содержаниями NiO соответственно до 0,6—0,8 и 0,2%), а также золотая и ртутная минерализация в листовниках и сульфидно-медная — в габбро [13].

Представления о возрасте и генезисе альпинотипных ультрамафитов Западного Узбекистана спорны и противоречивы [13, 80, 98]. По тесной парагенетической ассоциации с метавулканитами кумбулакской и учкудуктауской свит мы относим их к образованиям офиолитовой ассоциации ложа позднепротерозойского палеоокеана, что подтверждается также петрографическим и химическим составами пород и их геохимическими особенностями. При этом мы не исключаем полностью и альтернативную точку зрения об их внедрении в раннегеосинклинальную стадию развития Букантау-Карачатыр-Алайской эвгеосинклинали.

В Северо-Восточной Фергане альпинотипные ультрамафиты распространены в юго-западных отрогах Атойнакского хребта и в горах Баубашата. По данным Ю.Л. Семенова [80], общая площадь выходов мафит-ультрамафитов в этом секторе Южного Тянь-Шаня составляет 50,5 км², из них: серпентиниты — 42,5 км²; слабо серпентинизированные дуниты и перидотиты — 4,6 км²; габброиды — 3,4 км². При этом следует отметить, что среди них расположены наиболее крупные в Южном Тянь-Шане массивы ультрамафитов — Кезарт-Манубалдинский, Атойнакский, Верхнетурдукский и другие площадью 5—15 км².

Большинство массивов альпинотипных ультрамафитов Северо-Восточной Ферганы залегает среди метаморфических аповулканитовых сланцев майлисуьской свиты (PR?), а также в зонах Кызкурганского и Атойнакского глубинных разломов, в контактах этих сланцев с осадочными и вулканогенными толщами силура—девона и реже внутри вулканогенных свит девона. Сложены они преимущественно апогарцбургитовыми серпентинитами хризотил-лизардитового и бастит-хризотил-лизардитового, реже антигоритового состава. В более крупных массивах среди серпентинитов сохранились отдельные блоки слабо серпентинизированных дунитов и гарцбургитов, реже лерцолитов. Габброиды встречаются редко, их взаимоотношения с ультрамафитами не изучены.

Альпинотипные ультрамафиты Северо-Восточной Ферганы по химизму существенно различаются от аналогичных пород других районов Тянь-Шаня и в отличие от них характеризуются более пониженными содержаниями кремнезема и щелочей и повышен-

ными — глинозема и окиси магния. Суммарное содержание железа ($\Sigma\text{FeO} = 9,34\%$) в них несколько выше, чем для серпентинитов Западного Узбекистана при преобладании FeO над Fe_2O_3 . По значению коэффициента Хесса (4,5—7,5) ультрамафиты Северо-Восточной Ферганы относятся к железистым и близки к океаническим (см. рис. 8).

Для ультрамафитов Северо-Восточной Ферганы характерны повышенные содержания Ba, Sr, Pb и Sn при пониженных концентрациях Co, Ni и Cu. При этом в отличие от серпентинитов Западного Узбекистана содержания Ba и Sr уменьшаются, но значительно превышают кларковые.

И.В. Шванов [101] рассматривает их в составе офиолитового разреза океанического фундамента. Однако следует отметить, что Северо-Восточная Фергана, где сосредоточена значительная часть альпинотипных ультрамафитов Южного Тянь-Шаня, является единственным районом Средней Азии, где наряду с гарцбургитами сравнительно широко распространены дуниты, не характерные для океанических ультрамафитов [49, 80].

Ю.Л. Семенов [80] формирование массивов альпинотипных ультрамафитов Северо-Восточной Ферганы связывает с ранней стадией развития Букантау-Карачатыр-Алайской эвгеосинклинали. Возраст ультрамафитов спорный и трактуется разными исследователями в широких пределах — от протерозоя до среднего карбона. Парагенетическая и структурная ассоциации их с метавулканитами майлисуйской свиты (PR?) позволяют нам рассматривать их в составе офиолитов ложа палеоокеанов и датировать как позднепротерозойские.

К палеоокеаническим нами весьма условно отнесены мелкие прогнупивные серпентинитовые тела общей площадью около $2,5 \text{ км}^2$ Торгайсайской (Чаткальская зона), Нуриной и Шурасайской (Нарынская зона) групп и Узунтурукского массива (Сарыджазская зона) в Среднем Тянь-Шане. Их тектоническая позиция не совсем ясна, одни из них расположены в зонах разломов вблизи границы с Северным, а другие — с Южным Тянь-Шанем. Тела Нуриной группы обнажаются на северном склоне хр. Нура и прорывают песчано-сланцевые отложения ичкебашской свиты (O_{2-3}) и известняки (D_3-S_1). Узунтурукский массив расположен на южном склоне хр. Джетим-Тау среди кварцевых порфиров и их туфов свиты Большого Нарына ($\text{R}_1?$), тела Торгайсайской группы приурочены к терригенно-вулканогенной толще (O_3-S_1) в водораздельной части Чаткальского хребта, а тела Шурасайской группы прослеживаются на северных склонах гор Чаар-Таш среди кремнистых и кремнисто-хлоритовых сланцев джакболотской свиты ($\text{V}?$). Все эти тела сложены апогарцбургитовыми серпентинитами, контакты их с вмещающими породами тектонические, связь с базальтоидами не установлена. За исключением единичных химических анализов, какие-либо другие сведения о их составе отсутствуют. На геологической карте Киргизской ССР (1980) они датируются верхним рифеем.

ПЕРИДОТИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Если ультраосновной магматизм в протоконтинентах Северного и Срединного Тянь-Шаня проявился в раннем докембрии преимущественно в виде альпинотипных ультрамафитов гарцбургитового состава, то в протоконтинентах Южного Тянь-Шаня и Южного Памира его продукты представлены в основном породами перидотит-пироксенитового состава. Это свидетельствует о том, что уже в архее—раннем протерозое состав мантии в северной и южной частях Средней Азии был гетерогенным.

На Памиро-Нуристанском протоконтиненте выходы перидотитов, оливиновых пироксенитов и габброидов известны в Шахдаринском хребте, где они сосредоточены в узкой (5—10 км) субмеридиональной зоне Даршайского глубинного разлома, в области распространения пород хорогской свиты архея. Вмещающие породы представлены различными по составу metabазитами (производными толентовых базальтов), гнейсами и мигматитами. Ультрамафиты обычно залегают согласно с вмещающими породами, реже отчетливо пересекают их, образуя интенсивно будинированные линзо- и пластобразные тела протяженностью от нескольких десятков до нескольких сотен метров и мощностью от долей метра до нескольких десятков метров. Очевидно, первоначально тела ультрамафитов были представлены типично интрузивными формами — дайками и силлами, дифференцированными по составу от перидотитов до оливиновых габбро-норитов, но вследствие наложенного метаморфизма при высоких P - T условиях и последующих тектонических деформаций они были разлинзованы, при этом мелкие тела были сматы конформно с вмещающими толщами, а более крупные — будинированы. Несмотря на наложенные деформации и метаморфизм, устанавливаются отчетливые интрузивные взаимоотношения ультрамафитов с вмещающими породами [25]. Геологическое положение перидотит-пироксенитовых тел и радиологические данные позволяют достаточно уверенно датировать их археем.

По минеральному составу, структурно-текстурным особенностям и химизму среди мафит-ультрамафитов выделяются следующие типы пород: пикриты, перидотиты, пироксениты, эклогитоподобные породы и амфиболиты, в том числе гранатовые, состоящие из переменных количеств оливина, орто- и клинопироксена (энстатит, диопсид), амфибола (маложелезистая базальтическая роговая обманка), шпинели (хромит, герцинит) и плагиоклаза, а также минералов метаморфической стадии — граната, обыкновенной роговой обманки, биотита, флогопита, клинохлора, скаполита, соссюрита, бастита, серпентина, талька, карбоната. Ультрамафиты представлены пикритами, перидотитами, лерцолитами, верлитами и кортландитами с содержаниями оливина соответственно (в %): 50—80, 30—40 и 30—50. Среди пироксенитов преобладают оливиновые вебстериты и оливиновые роговообманковые пироксениты — породы переходного типа от верлитов к клинопироксенитам, что отчетливо наблюдается на диаграмме $A-S$ (рис. 11). Габброиды резко подчинены ультра-

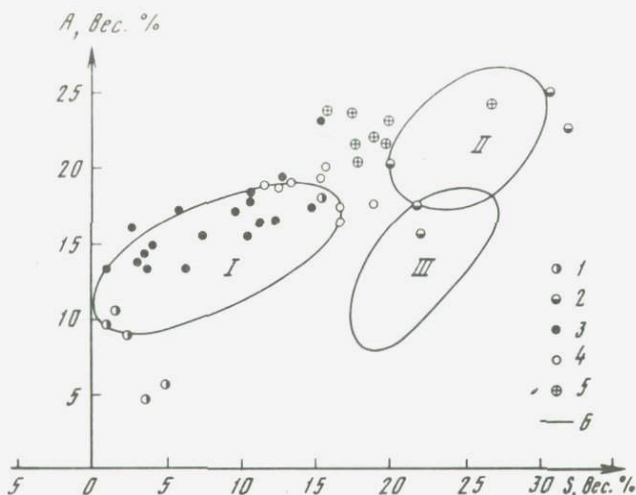


Рис. 11. Диаграмма $A-S$ для пород перидотит-пироксенит-габбровой формации Гармского блока Южного Тянь-Шаня и Юго-Западного Памира

Каратегинская группа: 1 — перидотиты серпентинизированные, 2 — пироксениты; Даршайская группа: 3 — перидотиты серпентинизированные, 4 — вебстериты, 5 — клинопироксениты, 6 — поля модельных составов: I — верлиты, II — клинопироксениты; III — вебстериты

трамафитам и лишь в некоторых телах преобладают. Они представлены интенсивно амфиболизированными и гранатизированными метагаббро, метагабброноритами и эклогитоподобными породами, которые по химизму отвечают оливиновым базальтам и пикробазальтам. В отдельных крупных телах (в долинах рек Спедок, Завчморх, Романит) нами наблюдалось отчетливо зональное их сложение, когда серпентинизированные верлиты, расположенные в центре, постепенно к периферии сменялись апопикритовыми серпентинитами, оливиновыми метагаббро и эклогитоподобными породами, что позволяет предположить дифференциационную кристаллизацию мафит-ультрамафитовых образований из магмы оливинили пикробазальтового состава.

К.Т. Буданова [25], учитывая специфичность химизма мафит-ультрамафитовых образований Юго-Западного Памира (умеренная магнезиальность, относительно повышенное содержание кремнезема, высокие содержания титана, извести, глинозема, щелочей, низкий (менее 5) критерий Хесса), отличного как от пород габбро-перидотитовой, так и габбро-дунит-клинопироксенитовой формации, отнесла их к пикритовой серии и высказала предположение, что они являются глубинными аналогами пород коматиитовой формации, образовались позже толеитовых метабазальтоидов хорогской свиты и могли кристаллизоваться из автономной ультраосновной магмы в древних рифтовых структурах (проторифте). Несмотря на то что коматииты, широко распространенные в древних зеленокаменных поясах, здесь достоверно не установлены, по-видимому,

можно согласиться с этим мнением и представить эволюцию ультраосновного магматизма в этом регионе в следующей последовательности: ультраосновные вулканы (коматииты) — пикриты — перидотиты — пироксениты — габброиды.

Выходы пород перидотит-пироксенит-габбровой формации докембрийского возраста известны также в Южном Тянь-Шане, в Байсунском и Гармском блоках Гиссаро-Дарвазского протоконтинента, где они изучены очень слабо.

В хр. Байсунтау, в бассейнах рек Диймалек и Айлянгар, докембрийские апоперидотитовые серпентиниты встречаются в виде субсогласных пластовых и линзообразных тел мощностью 1,5—25—40 м, протяженностью до нескольких сотен метров, а серпентинизированные пироксениты, ошибочно описанные И.М. Мирходжаевым и др. [54] как более поздние каледонские гипербазиты, слагают небольшие (от 0,5×3 до 20×30 м) штокообразные тела среди ортоамфиболитов, эклогитов и гнейсов байсунской серии (PR₁₋₂?). К этой же группе пород, по-видимому, относится также Захчинский серпентинит-пироксенитовый массив (500—600×300—350 м), расположенный севернее, в Яккобагских горах.

По химическому составу и высокому (8—10) значению коэффициента Хесса серпентиниты относятся к аполерцолитовому типу. Пироксениты по составу являются ортопироксеновыми, по химизму характеризуются высокой магнезиальностью и очень незначительными содержаниями титана, глинозема и щелочей [54].

В Каратегинском хребте, в бассейнах рек Комароу, Шульмак, Сангикар и др. серпентинизированные перидотиты и пироксениты образуют небольшие субсогласные линзо- и пластообразные тела размером от 0,2×3 м до 20×150 м, а ассоциирующие с ними габбро-амфиболиты — межпластовые тела протяженностью от 100—150 м до 1 км и мощностью от 10—20 до 150—200 м (суммарной площадью около 12—15 км²). Вмещающие породы — гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты каратегинской серии (AR?), с которыми они имеют интрузивные взаимоотношения. Мафит-ультрамафитовые образования Гармского блока рассматриваются в составе двух комплексов шульмакского (перидотитового) и каракрумского (пироксенит-габбрового) [72].

Перидотиты состоят из орто- и клинопироксена (первый существенно преобладает), амфибола, оливина, серпентина, талька, карбонатов и рудных минералов. Степень замещения первичных оливин-пироксеновых парагенезисов серпентином, амфиболом и тальком варьирует в широких пределах, вплоть до перехода в серпентинит-амфиболовые сланцы. Иногда встречаются гранат, шпинель, биотит, брусит, клиноцоизит. Структура — слабо порфировидная, панидиоморфнозернистая, пойкилитовая, петельчатая, нематобластовая, пойкилобластовая.

Пироксениты и габбро-пироксениты интенсивно амфиболизируются и часто превращены в горнблендиты и метаамфиболиты. Они также подверглись щелочно-кварцевому метасоматозу с образованием ксеноморфных зерен и прожилков кварца и микроклина.

По составу и химизму перидотиты отвечают лерцолитам, реже верлитам, пироксениты представлены оливиновыми пироксенитами, вебстеритами и клинопироксенитами, а среди габброидов преобладают безоливиновые роговообманковые габбро (см. рис. 9).

Мафиты и ультрамафиты хребтов Байсунтау и Каратегина испытали наложенный метаморфизм, гранитизацию и тектонические деформации (будинаж) вместе с вмещающими докембрийскими толщами, что сближает их с аналогичными магматическими образованиями Юго-Западного Памира. Возраст их на основании геологической позиции и данным свинцово-изотопной геохронометрии (2,4—2,9 млрд. лет) определяется как ранне-среднепротерозойский [72]. Отдельные исследователи датируют их средним девоном, что представляется нам ошибочным, так как этот возраст не соответствует ни геологическим, ни радиологическим данным.

Металлогения докембрийских пород перидотит-пироксенит-габбровой формации изучена слабо. Имеются лишь сведения о повышенных содержаниях в них хрома (до 1%) и никеля (0,1—0,2%), наличии вкрапленной титано-магнетитовой и сульфидной минерализации [25, 54].

ГАББРО-ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Раннедокембрийские породы этой формации распространены на территории Средней Азии весьма ограничено. Они известны лишь в Муюнкумском и Макбальском блоках Муюнкумо-Наратского и в Кассанском блоке Фергано-Кураминского протоконтинентов, а также в Юго-Восточно-Памирском сегменте палеоокеана в тесной парагенетической ассоциации с метабазитами и, возможно, являются их субвулканическими аналогами. Возраст их определяется по ассоциации с возрастом вмещающих свит во всех этих районах как раннепротерозойский.

В Муюнкумском блоке они образуют субсогласно пластообразные тела мощностью в десятки, редко первые сотни метров, размещенные в метабазитах куперлисайской свиты. Площадь их колеблется от сотен квадратных метров до 15 км².

В Макбальском блоке породы формации распространены во всех докембрийских толщах, но преимущественно в макбальской и нельдинской свитах. Они образуют несколько сотен согласных, субсогласных, реже секущих пластообразных тел мощностью от 0,5—1 до 500 м и протяженностью от первых десятков метров до 8,5 км. Мелкие тела, как правило, будинированы.

В Кассанском блоке габбро-диабазы образуют резко удлиненные тела, залегающие согласно с вмещающими метабазитами семизсайской свиты, которые прорываются плагиогранитами бештерского комплекса (PR₁).

Повсеместно породы формации представлены амфиболизированными габбро-амфиболитами и габбродиабазами. Текстура габбро-гнейсовидная, а диабазов — реликтовая миндалекаменная, структура blastogabbroвая, реже гранобластовая. Часто наблюдаются реликто-

вые — габбровая, офитовая и диабазовая структуры. Породы совместно с вмещающими метабазами участвуют в складчатых деформациях и метаморфизованы в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и регрессивной зеленосланцевой фациях.

Габброиды состоят из уралита, образующего псевдоморфозы по пироксену (30—55%) и сосюритизированного андезина (45—70%); акцессорные — магнетит, сфен, апатит, ильменит; вторичные — актинолит, хлорит, цоизит, эпидот, альбит, лейкоксен. Габбро-диабазы имеют аналогичный состав, но отличаются мелкозернистым сложением.

Химический состав пород сопоставим с океаническими толеитовыми базальтами. Они характеризуются повышенной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 4,5—5%, при SiO_2 — 50—52%), калий-натриевой сериальностью, глиноземистостью (a' менее 0,9) и фемичностью ($K_\phi = 55$).

В Юго-Восточном Памире породы формации ассоциируют с метабазами рамаифской свиты и рассматриваются в составе абдуллаханского комплекса (PR₁). Они образуют мелкие штокообразные тела (до 50—70 м в поперечнике), которые сложены авгитовыми, роговообманковыми и плагиоклазовыми габбро, габбро-амфиболитами и габро-диабазами, подверженными амфиболитизации, эпидотитизации, хлоритизации, альбитизации, серицитизации, опацицитизации, реже сосюритизации, карбонатизации, скаполитизации. Состав всех разновидностей габброидов сравнительно однообразен и представлен (в %): плагиоклазом (андезин, андезин-лабрадор, реже лабрадор) — 40—60, реликтовым пироксеном (авгит, геденбергит, диопсид — 0—10, амфиболом (бурая роговая обманка, тремолит, актинолит) — 40—50; акцессорные — апатит, сфен, рутил, ильменорутит, магнетит, ильменит, сульфидные минералы (пирит, халькопирит); вторичные — эпидот, цоизит, хлорит, альбит, лейкоксен и др. Структуры пород — офитовая, пойкилоофитовая, габбро-офитовая, бластопойкилитовая.

Петрохимические особенности пород указывают в целом на их основность с вариациями от ультрамафитовых до мафитовых разновидностей. Они характеризуются высоким содержанием цветных компонентов, повышенным — щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 4—4,5%, при SiO_2 — 43—45%), калий-натриевой сериальностью, умеренной глиноземистостью (a' менее 0,9), повышенной фемичностью ($K_\phi = 70$) и титанистостью ($\text{TiO}_2 = 2,0\%$), что позволяет сопоставить их с океаническими толеитовыми базальтами [88].

Породы формации в составе дустирозского комплекса позднедокембрийского возраста (R?) известны также в западной части Центрального Памира, в Ванчском хребте, где приурочены к метапелитовым и метабазитовым сланцам барнаваджской свиты ванчязгулемской серии условно рифейского возраста. Габбро-амфиболиты и габбродиабазы слагают субсогласные межпластовые тела мощностью до 70—200 м и протяженностью до 7—8 км. Минеральный состав и химизм пород дустирозского и абдуллаханского комплексов во многом схожи, лишь для первых характерна несколько пониженная щелочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 3—3,5%).

Зеленокаменный пояс прослеживается в восточной части Центрального Памира, в Музкольском хребте. В его строении участвуют докембрийские породы щелочной metabазальт-метадацитовой и пироксенит-габбро-диабазовой формаций, тесно пространственно и структурно связанных друг с другом. Вулканические и плутонические породы составляют комагматичную ассоциацию, отвечающую по составу офиолитовой [88]. Аналогичный комплекс пород этого возраста в других регионах Средней Азии не известен.

Щелочная metabазальт-металипаритовая формация

Она рассматривается нами в составе сарыджилгинской свиты музкольской серии раннепротерозойского возраста. Свита распространена в бассейнах рек Белеули, Сорсарыджилга и Шатпут. Она сложена гранатово-сланцевыми гнейсами и мраморами с горизонтами и линзами метавулканитов основного и кислого состава. Мощность свиты 900—1300 м, мощность вулканогенных пород изменчива, невыдержана и не превышает первые сотни метров.

Основные метавулканиты преобладают над умеренно-кислыми и кислыми, резко отличаясь от них своим темным, почти черным цветом и большой плотностью. Они участками интенсивно метаморфизованы, преимущественно в условиях зеленосланцевой фации с наложенным натриевым метасоматозом. В их составе отмечаются (в %): пироксен — 0—10, амфибол — 30—60, основной плагиоклаз — 3—35, акцессорные (иногда в значительных количествах) — сфен, апатит, циркон, рутил, магнетит, титаномагнетит, ильменит; вторичные — альбит, слюды, щелочной амфибол, эпидот. Реликтовый первичный состав породы, по существу, является биминеральным: пироксен или пироксен и амфибол+основной плагиоклаз. Этот состав отвечает меланократовым базальтам, диабазам, ортофирам, превращенным в результате метаморфических и метасоматических процессов либо в амфиболиты, либо в пироксен-амфиболовые породы. В породах интенсивно проявлялся щелочной натриевый метасоматоз с образованием щелочного амфибола, альбита, скаполита, нефелина. Для основных метавулканитов отмечается сильная раскристаллизованность пород, когда основная масса не выделяется и наблюдается постепенный переход от равномерно-микрозернистой части пород к крупнозернистой (размер зерен до 5—7 мм), сложенной преимущественно цветными минералами. Для пород характерны в основном их первичные структуры — пойкилитовая, пойкилофитовая, олигофировая, серийно-порфиновая, а также наложенные — бластопорфиновая, бластопойкилитовая.

Метавулканиты кислого состава слагают толщу ортосланцев от темно- до светло-серого цвета с характерной плитчатой отдельностью. По первичным минеральным ассоциациям и реликтам структур среди них выделяются риолиты, кварцевые кератофиры и альбитофиры с порфиробластами кварца и полевого шпата. Для рио-

литов характерны микрозернистое слабосланцеватое строение с раскристаллизованной кварц-полевошпатовой массой, слабая биотитизация и хлоритизация, реликтовая флюидальная текстура. Кварцевые кератофиры и кварцевые альбитофиры составляют основную часть кислых метавулканитов. Характеризуются отчетливым выделением вкрапленников кварца и полевого шпата (плагноклаз+микроклин). Цветные минералы как во вкрапленниках, так и в основной массе не характерны; иногда наблюдается наложенная биотитизация и хлоритизация. Структура пород — порфировая, порфиробластовая, гломеропорфировая, микрофельзитовая.

Пирокластические породы развиты незначительно, в виде отдельных маломощных прослоев. Среди них выделяются туфы и туффиты, отвечающие по своему составу кварцевым кератофирам и кварцевым альбитофирам.

По химическому составу и петрохимическим характеристикам отчетливо выделяются три группы пород: меланократовые щелочные базальтоиды (SiO_2 — 45%, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ — 5,4%) натриевой серии с пониженной глиноземистостью (al' менее 0,7) и с коэффициентом агапитности $K_a = 0,4$; меланократовые трахиандезиты (SiO_2 — 58,6%; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ — 6,3%) калий-натриевой серии с умеренной глиноземистостью ($al' = 0,9$) и с коэффициентом агапитности $K_a = 0,4 \div 0,5$; трахидациты (SiO_2 — 64,40%; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ — 6%) калий-натриевой серии с умеренной глиноземистостью ($al' = 0,9$). Интересно отметить, что в породах этих трех групп суммарная щелочность изменяется незначительно при заметных изменениях кремнезема и суммы цветных компонентов.

Щелочная пироксенит-габбро-диабазовая формация

Породы этой формации рассматриваются нами в составе патыкутского и чечектинского щелочно-мафит-ультрамафитовых комплексов ранне-среднепротерозойского возраста, которые пространственно и структурно тесно связаны с кристаллическими сланцами, гнейсами и мраморами музкольской серии (PR₁).

Породы патыкутского комплекса прослеживаются в виде пластовых и линзовидных тел ортоамфиболитов, протягивающихся полосой от урочища Чечекты вдоль левого борта урочища Патык-Утек, в бассейнах рек Сорсарыджилга, Кукурт, Зорбу, Рулюк, Шатпут. Мощность отдельных выходов достигает 60—100 м при протяженности от первых сотен метров до первых километров. Породы чечектинского комплекса представлены габброидами, плагноклазитами и диабазами, которые пространственно сопряжены с породами патыкутского комплекса, часто прорывая последние в виде небольших штокообразных массивов и даек. Размеры наиболее крупных массивов габброидов достигают 80—100 м в ширину и 300—800 м в длину, штоки плагноклазитов в поперечнике от 5 до 50 м, дайки диабазов мощностью до 10—15 м прослеживаются на расстоянии до первых сотен метров. Магматиты мета-

морфизованы в амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и регрессивной зеленосланцевой фациях, отмечается также существенное значение щелочного натриевого метасоматоза.

По реликтовым минералам и структурам среди ортоамфиболитов выделяются клинопироксениты, амфиболовые пироксениты (вебстериты и горнблендиты), рудные пироксениты (косъвиты), нориты и габбродиабазы. Среди них преобладают амфиболовые пироксениты с содержанием амфибола до 90—95%, в отдельных случаях псевдоморфозы амфиболов по пироксену (метабласты, порфиробласты) достигают размера до 1—3 см. Однако в случае присутствия реликтов пироксена можно полагать, что он почти полностью слагал первичные породы (до 80—90%), впоследствии амфиболлизированные. Основные породообразующие минералы встречаются в ортоамфиболитах в переменных количествах (в %): оливин — 0—20, пироксен — 40—90, амфибол — 30—50, иногда до 95, плагиоклаз — 0—10; акцессорные — сфен, апатит, рутил, магнетит, ильменит, титаномагнетит, сульфидные минералы; вторичные — альбит, серпентин, нефелин, скаполит, биотит, флогопит, эпидот, хлорит, лейкоксен. Обращает на себя внимание насыщенность пород ильменитом и титаномагнетитом, а также апатитом, сумма которых иногда составляет 12—20% объема породы.

Пироксены играют ведущую роль в составе ортоамфиболитов и по оптическим свойствам отвечают моноклинным — авгиту, титан-авгиту, эгирин-авгиту, эгирину, геденбергиту, диопсиду, ромбические пироксены встречаются редко, их реликты трудно диагностируются. Среди клинопироксенов преобладают авгит и титан-авгит. В подавляющей части пироксены подвергались вторичным изменениям с образованием амфиболов, эпидотов, хлорита, скаполита, редко биотита. Амфиболы преобладают во всех разностях пород, как в основной массе, так и во вкраплениях. Представлены они вторичными разностями, замещающими пироксены и первичные амфиболы. По оптическим свойствам отвечают роговым обманкам, группе куммингтонита—грюнерита и тремолит-актинолита. Преобладают роговые обманки — базальтическая и обыкновенная; редко встречается катофорит.

Плагиоклазы встречаются лишь в габбро-диабазе и представлены преимущественно альбитом и альбит-олигоклазом, которые наряду со скаполитом являются продуктами замещения более основных плагиоклазов.

Структура пироксенитов — гипидиоморфнозернистая, сидеронитовая и порфиробластовая, габбро-диабазовая, габбро-офитовая, норитовая, диабазовая.

Габброиды в составе чечетинского комплекса преобладают и отличаются от ассоциирующих с ними пород высокой твердостью, черным, темно-серым цветом, отчетливо выделяются в рельефе. Они крупнозернистые, часто порфиробластические, отличаются широкими вариациями минерального состава (в %): плагиоклазы 10—40, амфиболы — 7—57, пироксены — 0—20, иногда до 30, оливин — 0—10.

Пироксены в реликтовых зернах по оптическим свойствам отвечают авгиту и титан-авгиту, реже эгирин-авгиту, они наблюдаются в виде вытянутых лейст или изометричных зерен размером от 0,3 до 15—20 мм. Амфиболы составляют значительную часть пород, размеры их различны — от 0,1 до 15 мм, в основном 1—5 мм. Часто они вторичны, образованы по пироксенам и замещают более ранние амфиболы. По оптическим свойствам среди них выделяются роговая обманка (преобладает), куммингтонит, арфведсонит, глаукофан, рибекит, тремолит и актинолит. Плаггиоклазы по составу отвечают олигоклазу, андезину и андезин-олигоклазу, в значительной мере альбитизированы.

Габброиды подвергнуты значительным изменениям с образованием альбита, скаполита, нефелина, биотита, флогопита, эпидота, амфибола, хлорита, серпентина. Рудные минералы представлены магнетитом, ильменитом, титаномagnetитом, в отдельных случаях содержание их довольно высокое — до 15—20% объема породы. Из аксессуарных отмечаются в заметных количествах (3—8%) сфен, а также апатит, циркон, рутил. Наблюдается дробление и катаклаз пород с последующим замещением как первичных минералов, так и трещинок эпидотом, амфиболом, хлоритом, сульфидами, карбонатом, кварцем. Структура пород — порфиробластовая, катакластическая, гипидиоморфнозернистая, сидеритовая, друзитовая.

Диабазы и диабазовые порфириты сложены (в %): пироксенами — 0—10, амфиболами — 30—60, плаггиоклазами — 20—30 с редкими включениями оливина; вторичные минералы — амфибол, эпидот, хлорит, биотит, флогопит, альбит, скаполит, нефелин, серпентин. Рудные минералы отвечают магнетиту, ильмениту, титаномagnetиту; аксессуарные — сфен, апатит, лейкоксен, рутил. Структура пород — офитовая, порфиробластовая, диабазовая.

Плаггиоклазиты, по существу, являются почти полностью альбитизированными разновидностями анортозитов. Содержание альбита в них достигает 90—95%.

По химическому составу ортоамфиболиты патыккутекского комплекса четко подразделяются на клинопироксениты и габбро-диабазы, а чечектинского — на габбро-пироксениты, габбро, габбро-диабазы и диабазовые порфириты с близкими петрохимическими характеристиками [88]. В целом для пород рассматриваемой формации характерны повышенная меланократовость, высокая щелочность, высокое содержание TiO_2 и повышенное P_2O_5 , что позволяет сопоставить пироксениты с пикробазальтами высокой щелочности существенно натриевого характера, а габброиды — с щелочными оливиновыми базальтами океанической оливин-базальтовой формации [87, 88].

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ БАЙКАЛИД

Ранние стадии байкальского тектоно-магматического цикла проявились лишь на Северном Тянь-Шане в позднем рифее в связи с развитием узких глубоководных прогибов эвгеосинклинального типа в Муюнкумо-Наратском протоконтиненте. Ряд исследователей [12, 84] считают, что байкальский магматизм в Северном Тянь-Шане не проявился в геосинклинальной форме, а продукты рифейского магматизма отражают лишь неоднократную тектоно-магматическую активизацию эпикарельской платформы. Однако фактические данные по магматизму свидетельствуют, что геосинклинальный цикл байкальского тектоно-магматического этапа здесь проявился в верхнем рифее—венде почти полностью от инициального магматизма до орогенного в следующей последовательности формаций: базальтовая, базальт-андезитовая, габбро-диорит-плагиогранитовая, диорит-гранодиорит-гранитовая, причем магматизм этого этапа отчетливо подчинен резко выраженной субширотной тектонической зональности и характеризуется закономерностями, обычными для палеозойских этапов.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

Базальтовая формация

Рассматривается в составе терекской свиты, отложения которой распространены в западной части Киргизского хребта и на северном склоне Таласского хребта. Позднерифейский возраст свиты определяется по положению в разрезе: она с резким контактом залегает на терригенной оввской свите (R_2) и нормально перекрывается базальными кварцитовидными песчаниками чочойской свиты (R_3). Максимальная мощность отложений достигает 3000 м. В тектоническом отношении породы позднерифейской базальтовой формации приурочены к глубинным разломам и слагают участки синклинальных структур в пределах выходов протерозойского основания Муюнкумо-Наратского массива.

В своих полных разрезах отложения базальтовой формации имеют двухчленное строение: нижняя часть оливин-базальтовая, верхняя существенно лейкобазальтовая. Нижняя часть состоит из четырех пачек: 1) туфогенно-кремнистые сланцы, туфы, туфопесчаники, прослой гравелитов (200—250 м); 2) афировые и микропорфировые диабазы (180 м); 3) порфиритоиды по базальтовым лавам (300 м), 4) массивные известняки (до 200—250 м). В основании верхней части залегает пачка туфоконгломератов, туфобрекчий, туфопесчаников (до 200 м), сменяемых переслаиванием покровов миндалекаменных спилитов, вариолитов, афировых и авгитовых базальтов, лавобрекчий и туфов (1200 м). Встречаются линзы кремнистых пород. Вулканиды перекрываются горизонтом массивных мраморизованных известняков (300—400 м).

Наиболее характерными для состава формации являются вул-

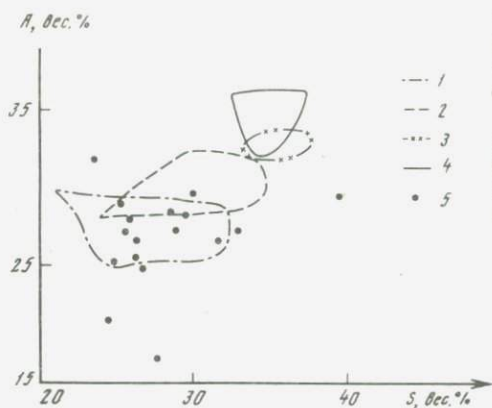


Рис. 12. Диаграмма А-S для основных вулканогенных пород верхнерифейской базальтовой формации (терекская свита)

Модельные поля: 1 — оливиновые (толеитовые) базальты; 2 — собственно (толеитовые) базальты; 3 — лейкобазальты (толеитовые); 4 — гиперстеновые базальты; 5 — пробы

канинты и пирокластиты базальтового состава. Для излившихся разностей свойственны афировые структуры с развитием скелетных и дендритных форм минералов, близкая степень идиоморфизма пироксена и плагиоклаза. Основная масса имеет сферолитовую, интерсертальную структуры; текстуры миндалекаменные. Характерно присутствие толщ с шаровой отдельностью. Вторичные минералы представлены хлоритом, амфиболом, серпентином, эпидотом, карбонатом.

Субвулканические образования сложены крупными (400—600 м) согласными линзовидными телами микрогаббро, размещенными во всех частях разреза. Породы обладают полнокристаллической микрогаббровой структурой и сложены сосюритизированным плагиоклазом, отвечающим по составу лабрадору—битовзиту, и редкими крупными зернами пироксена и разложенного оливина.

Пирокластические породы, имеющие подчиненное значение, представлены псефитовыми туфами с обломками афировых базальтов.

По химическому составу и петрохимическим особенностям основные вулканиды терекской свиты относятся к меланократовым (f' более 21) оливиновым толеитовым базальтам нормальной щелочности, натриевой серии, низко- и умеренно глиноземистым (al' менее 0,7), с K_2O/Na_2O менее 0,2—0,3 (рис. 12).

Базальт-андезитовая формация

В рассматриваемой формации наряду с вулканидами основного состава значительную часть составляют андезиты и их туфы. Комплексы формации развиты в хребтах Терекской Алатау, Киргизском, Заилийском и северных склонах хр. Кунгей Алатау. Формация представлена отложениями ашутурукской и терекской свит и ичкесуйской толщи. Максимальная мощность 3000 м.

Отложения базальт-андезитовой формации наблюдаются в виде вытянутых в северо-восточном направлении толщ, приуроченных к глубинным разломам, в современном тектоническом плане они слагают ядра синклиналий структур.

Верхнерифейский возраст пород формации определяется по положению в разрезе и на основании данных абсолютного возраста (К-Аг метод) рвущих вулканиты гранитоидов 695 млн. лет.

В составе всех вышеназванных свит преобладают зеленокаменные хлоритовые, актинолитовые и эпидотовые сланцы, переслаивающиеся с туфами, туфолавами, туффитами, туфобрекчиями, а также андезитовыми порфиритами, спилитами и диабазами.

Наиболее полный разрез пород базальт-андезитовой формации известен в долине р. Чон-Кемин (Заилийский хребет), где они рассматриваются в составе ичкесуйской толщи (R_3). Здесь эта толща залегает с признаками размыва на карбонатных хлорит-серицитовых сланцах верхней подсвиты чонкеминской свиты (R_2), а перекрывается также со следами размыва базальными конгломератами и песчаниками основания кольторской свиты (R_3). Видимое основание толщи сложено базальтами, туфоконгломерат-брекчиями (30—120 м), выше которых залегают туфы и туфобрекчии андезитов с прослоями спилитов (220—320 м), спилиты и их туфы с линзами известняков и туфов андезитов (1220—350 м), лавы, туфолавы, туфобрекчии, туфы, туффиты андезитов и диабазов (210—225 м), спилиты с прослоями андезитов и линзами известняков (570—740 м). Все породы толщи подвергнуты интенсивным вторичным изменениям.

Слабая изученность пород базальт-андезитовой формации в Северном Тянь-Шане не позволяет судить об их петрографии, петрохимии и металлогенической специализации.

Габбро-диорит-плаггиогранитовая формация

Интрузивы этой формации главным образом распространены в Северном Тянь-Шане в хр. Кунгей Алатау в пределах Муюнкумо-Наратской зоны и рассматриваются в составе верхнерифейского долонатинского комплекса (Кызылбулакский, Долонатинский, Ортоуруктинский, Восточно-Кумбельский и др. массивы). Они имеют крупные размеры, площадь в сотни квадратных километров, вытянуты в субширотном направлении согласно с общей структурой региона. Абсолютный возраст (К-Аг метод) гранитоидов по биотиту составляет 810, 755, 570, 535 млн. лет, по амфиболу 755 и 778 млн. лет, что соответствует позднему рифею. Известно также, что галька гнейсовидных плаггиогранитов Долонатинского массива содержится в вендских конгломератах торуайгырской свиты.

Для них характерно, как правило, полифазное строение. Обычно выделяются три фазы. Породы первой фазы присутствуют в виде небольших изометричных штокообразных тел площадью до 5 км² или ксенолитов в гранитоидах последующих фаз. Сложены они габбро-диоритами и диоритами, состоящими из плаггиоклаза (An_{32-55}) и роговой обманки, часто с включениями клинопироксена. Иногда присутствует кварц (1—3%). Местами зафиксированы кварцевые диориты, в которых появляется до 5% микроклина, до 15 — биотита, а содержание кварца возрастает до 15—20%. Около 80%

объема формации приходится на гранодиориты, плагиограниты и адаметеллиты второй фазы внедрения. Структура пород средне- и крупнозернистая, текстура гнейсовидная. Контакты большей частью секущие, но в Ортоуруктинском массиве отмечается наличие мигматитов. На участках пород, прилегающих к более молодым ордовикским гранитам, встречаются порфиновые выделения (0,5 см) микроклина, содержание которых достигает 42%. Лейкократовые гнейсовидные граниты третьей фазы образуют штоки площадью до 20 км² в гранитоидах второй фазы. Они часто сопровождаются пегматоидными плагиогранитами. Для пород всех фаз характерно непостоянство состава.

По химическому составу гранитоиды всех трех фаз относятся к высокоглиноземистым породам нормального ряда, калий-натриевой серии с мезократовой фемичностью; лишь лейкограниты третьей фазы характеризуются весьма высокой глиноземистостью (al' более 4).

В Таласо-Каратауской структурно-формационной зоне формация представлена единственным Бабаканским массивом (V?) площадью 60 км², по многим параметрам отличающимся от пород долонатинского комплекса. Он расположен в пределах зоны, характеризующейся миогеосинклинальным типом развития, поэтому обычно предшествующей базальтовой раннегеосинклинальной формации здесь нет и вмещающими породами служат флишюиды и нижняя моласса. Возраст массива определяется прорывом рифейских отложений и присутствием гальки плагиогранитов в конгломератах венда. Абсолютный возраст (К-Аг метод) по биотиту 490 ± 20 , 452 ± 18 , 442 ± 20 , 380 ± 18 млн. лет.

В строении массива участвуют породы двух фаз внедрения: ранней, представленной плагиогранит-порфирами и мелкозернистыми плагиогранитами, размещенными в виде небольших тел в экзоконтактной зоне массива, и поздней, представленной слагающими основную часть интрузива среднезернистыми плагиогранитами. Мелкозернистые порфировидные плагиограниты первой фазы состоят (в%) из олигоклаз-андезина — 55—70, микроклина — 5—18, биотита — 0,5—1, мусковита — 0,5—1. Плагиоклаз вкрапленников — An_{25-30} , базиса — An_{8-10} . Структура пород гипидиоморфнозернистая. Среднезернистые плагиограниты второй фазы отличаются более низким содержанием микроклина (3—7%) и высоким биотита (3—6%). В них иногда встречается роговая обманка. Структура пород неравнономернозернистая, гранитовая, текстура гнейсовидная.

Как следует из описания пород Бабаканского массива, они значительно отличаются от пород долонатинского комплекса отсутствием диоритов, небольшим количеством амфибола, наличием мусковита и по петрографическим характеристикам напоминают плагиограниты бештерского раннепротерозойского комплекса.

ОРОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Диорит-гранодиорит-гранитовая формация

Орогенный этап байкальского тектоно-магматического цикла в Северном Тянь-Шане характеризуется внедрением в позднем рифее крупных (сотни квадратных километров) гранитоидных интрузивов диорит-гранодиорит-гранитовой формации. Наиболее интенсивно гранитоидный магматизм позднего рифея проявлялся в Муюнкумо-Наратском массиве в районах сочленения геоантиклинальных поднятий и эвгеосинклинальных прогибов.

Нами в составе формации рассматриваются два комплекса: тасакеминский в Актюз-Боординском поднятии со значительным участием кварцевых монцонитов и ирдыкский гранит-гранодиоритовый, интрузивы которого размещены вдоль границ Иссык-Кульского поднятия.

Интрузивы тасакеминского комплекса (Боордуский, Тасакеминский, Чонкеминский, Алмаатинский и другие массивы) распространены в хребтах Кунгей Алатау и Заилийском Алатау и имеют сравнительно небольшие размеры — от 10—20 до 150 км². С ними во многом схож Каиндинский массив в Киргизско-Терской зоне и Аспаринский — в Таласо-Каратауской зоне.

Интрузивы ирдыкского комплекса (Западно-Кунгейский, Джиндусуйский, Улахольский, Тонский, Ирдыкский и другие массивы) распространены в хр. Терской Алатау и занимают значительные площади — от 50 до 500 км².

Интрузивы обоих комплексов имеют вытянутую в широтном направлении форму согласно с основными складчатыми структурами. Контакты интрузивов крутые, секущие. Ширина ореола контактового изменения вмещающих пород превышает 500 м.

Возраст формации недостаточно обоснован. Докембрийское ее формирование определяется трансгрессивным налеганием на гранитоиды конгломератов караджоргинской свиты среднего кембрия, нижний возрастной предел установлен по прорыванию нижнепротерозойских отложений и рифейской арасанской толщи. Калий-аргоновый возраст (400—475 млн. лет) не согласуется с геологическими данными. В общем можно заключить, что образование формации произошло в период времени от позднего рифея до начала кембрия.

В становлении формации обычно выделяются четыре фазы внедрения с последовательным поокислением пород.

Первая фаза тасакеминского комплекса представлена габбро, габбро-диоритами, в меньшей степени монцонитами, монцодиоритами, сиенито-диоритами, кварцевыми диоритами, образующими мелкие тела по периферии крупных гранитоидных массивов. Породы второй фазы — среднезернистые слаботрахитоидные гранодиориты, тоналиты, кварцевые монцониты, состоящие из зонального андезита ($Ап_{36-38}$), кварца, решетчатого микроклина, роговой обманки, биотита. Интрузивы третьей фазы сложены порфировидными гранодиоритами, кварцевыми монцонитами и в меньшей степени низко-

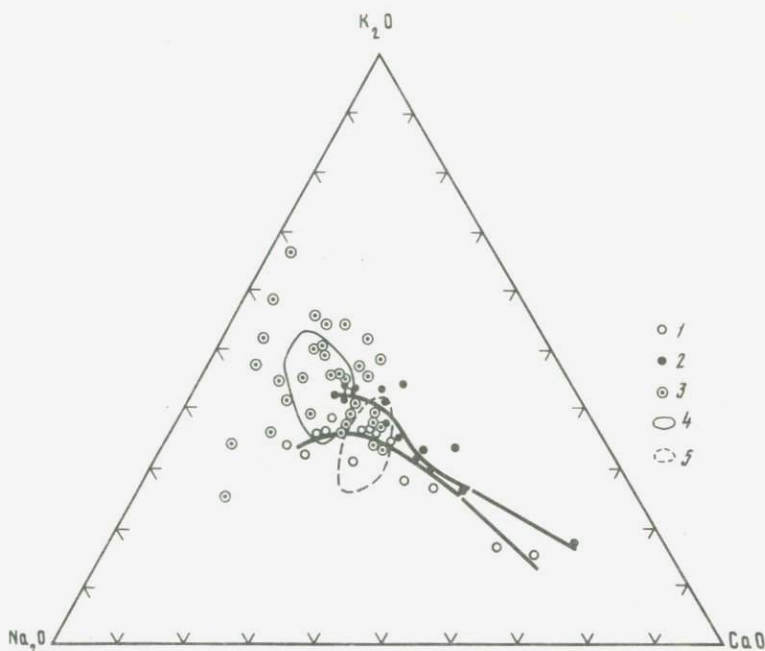


Рис. 13. Тройная диаграмма Na_2O — K_2O — CaO для пород позднерифейской диорит-гранодиорит-гранитовой формации Северного Тянь-Шаня

1 — кварцевые диориты I фазы; 2 — гранодиориты II фазы; 3 — гранодиориты III фазы; линии эволюции расплавов: 4 — действительная, 5 — предполагаемая

щелочными гранитами, размещенными, как правило, в эндо-контактах гранодиоритовых тел. Структура средне- и крупнозернистая, текстура массивная. Вкрапленники размером 2—8 см представлены упорядоченным микроклином и обнаруживают признаки порфиробластического разрастания с захватом базиса. Содержание их в породах неравномерное — от 10 до 35%. Основная ткань породы сложена (в %) олигоклазом (An_{26-30}) — 35—45, микроклином (с большой долей пертита) — 20—30, кварцем — 20—30, биотитом — 2—10; роговая обманка до 10% встречается не повсеместно. К четвертой фазе отнесены мелкозернистые гранодиориты (гранодиорит-аплиты), слагающие пластообразные и дайкообразные тела площадью до 4 км² внутри крупных интрузивов второй и третьей фаз. Это средне- и мелкозернистые породы, состоящие (в %) из альбит-олигоклаза — 40—55, калиевого полевого шпата — 20 и кварца — 20—25.

Породы ирдыкского комплекса по составу отличаются от пород тасакеминского комплекса меньшей калиевой щелочностью. Первая фаза представлена габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами, слагающими блок-ксенолиты в интрузиях последующих фаз внедрения. Состав их довольно однообразен (в %): андезин (An_{40-46}) — 50—60, роговая обманка — 20—30, биотит —

2—10, в наиболее основных разностях содержится клинопироксен — до 15. Интрузивы второй фазы сложены гнейсовидными, порфировидными тоналитами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, довольно меланократовыми с такситовым распределением цветных минералов. Вкрапленники микроклина размером 0,5—5 см также распределены неравномерно. Средне- и крупнозернистый базис сложен (в %) андезином (An_{32-35}) — 35—55, микроклин-пертитом — 10—25, кварцем — 15—25, роговой обманкой — 3—15, биотитом — 8—15%. Третья фаза представлена порфировидными гранодиоритовыми, низкокалиевыми и нормальными гранитами. Порфировые выделения калиевого полевого шпата размером до 2,5 см распространены сравнительно равномерно и иногда обнаруживают субпараллельную ориентировку. Среднезернистый базис обладает гипидиоморфнозернистой структурой и сложен (в %): андезином (An_{28-35}) — 40—45, микроклин-пертитом — 20—35, кварцем — 20—25, биотитом — 7—10, роговой обманкой — до 3. Интрузивы четвертой фазы слагают сравнительно небольшие тела (до 50 км²). Состав их гранодиоритовый, структура среднезернистая. Породы сравнительно лейкократовые и состоит из (в %): олигоклаза (An_{18-29}) — 25—36, решетчатого микроклин-пертита — 25—35, кварца — 25—35, биотита — 3—6, мусковита — до 1.

Как указывалось выше, в обоих комплексах насчитывается по четыре фазы внедрения. Однако детальным картированием установлены более сложные взаимоотношения, когда внутри сравнительно однородных тел встречаются породы близкого, но несколько различающегося состава — то с постепенными переходами, то с интрузивными контактами между ними. Такие взаимоотношения названы субфазами, которых в породах второй и третьей фазы насчитывается 8—12. Наличие множества субфаз является характернейшей чертой становления массивов позднерифейской диорит-гранодиорит-гранитовой формации Тянь-Шаня.

По петрохимическим характеристикам породы обоих комплексов характеризуются щелочностью калий-натриевого типа, относительно высоким содержанием кальция, низкими значениями индекса Пикока. На тройной диаграмме (рис. 13) в пределах гранитоидных составов намечается непрерывная линия эволюции расплава и отчетливо выделяется разрыв между гранодиоритами второй и третьей фаз и диоритами первой фазы, что, возможно, указывает на гибридное происхождение пород, относимых к последним.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КАЛЕДОНИД

Магматические формации каледонского тектоно-магматического этапа распространены главным образом в Северном Тянь-Шане и значительно в меньшей степени в Среднем Тянь-Шане, а также в Южном Памире.

В Северном Тянь-Шане этот этап характеризуется ярко выраженным эвгеосинклинальным типом развития с проявлением почти полного набора магматических формаций — от раннегеосинклинальных до орогенных, образующих временный ряд от раннего кембрия до позднего ордовика и по распространенности значительно преобладающих над формациями других эпох магматической деятельности. Они представлены в этом регионе геосинклинальными: базальтовой, базальт-андезитовой, габбро-перидотитовой, габбро-диорит-плагиогранитовой, тоналит-гранодиорит-монзонитовой и орогенными: андезит-дацитовой и диорит-гранодиорит-гранитовой формациями.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

В раннем палеозое на территории Северного Тянь-Шаня закладываются вулканогенные прогибы, заполняемые породами базальтовой и базальт-андезитовой формаций, которые сопровождаются незначительными проявлениями пород габбро-перидотитовой формации. Характеристика последних приводится в следующей главе совместно с герцинскими образованиями. Вулканогенные раннегеосинклинальные формации каледонид в Северном Тянь-Шане распространены широко, но довольно неравномерно. Они слагают в основном центральную часть Киргизско-Терской эвгеосинклинальной зоны и менее распространены в других зонах.

Базальтовая формация

Она рассматривается нами в составе осадочно-вулканогенной курсайской свиты (E_1) и ее аналогов в Муюнкумо-Наратской и Чилико-Кеминской зонах и вулканогенных каракаттинской (E_1) и караарчинской (E_1) свит в Киргизско-Терской зоне. Эти свиты с несогласием залегают на размытой поверхности отложений верхнего рифея—венда и несогласно перекрываются караджоргинской свитой среднего кембрия—нижнего ордовика. Их нижнекембрийский возраст определяется по положению в разрезе, находками фауны и по абсолютному возрасту (560 млн. лет, К-Аг метод) рвущих их гранитоидов.

В Муюнкумо-Наратской зоне породы базальтовой формации размещены в западной части хр. Кунгей Алатау и в восточной части Киргизского хребта, где они занимают площадь свыше 350 км² при максимальной мощности до 2800 м. Тектоническая позиция формации определяется ее приуроченностью к погруженным

частям срединного массива на границе с Чилико-Кеминской и Киргизско-Терскейской геосинклинальными зонами.

В Киргизско-Терскейской зоне породы формации распространены весьма широко в Каракаттинском и Сусамырском хребтах, на северном склоне Джумгалского хребта и в восточной части хр. Терскей Алатау, занимая в современном эрозионном срезе площадь около 800 км² при максимальной мощности до 2500 м. В тектоническом плане они формируют субширотно вытянутые на сотни километров линейные пояса шириной в первые десятки километров, контролирующиеся глубинными разломами.

Формация характеризуется разнообразным строением с преобладанием вулканитов основного состава. Стратотип каракаттинской свиты (хр. Каракатты) сложен базальтами, диабазами, диабазовыми миндалекаменными порфиритами с подчиненным количеством туфов, туффитов, туфобрекчий. Отмечаются прослои и линзы яшм и известняков. В нижней части разреза преобладают излившиеся породы, а в верхней — пирокластические. Учитывая состав и литолого-фациальные особенности становления пород, можно сделать вывод о преимущественно морских, глубоководных условиях формирования раннекембрийской базальтовой формации. Извержение происходило из вулканических центров трещинного типа, которые контролировались зонами глубинных разломов субширотного направления.

Преобладающим типом пород формации являются базальты с характерной шаровой отдельностью. Афировые и порфиновые их разновидности встречаются в равных количествах. Среди порфировых базальтов преобладают плагиоклазовые, реже встречаются пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые. Их основная масса имеет интерсертальную, реже диабазовую структуру с участками витрофировой, вариолитовой и микропойкилитовой. Плагиоклаз вкрапленников альбитизирован, неизменные его кристаллы (2—5 мм) отвечают по составу андезину (An_{36-40}). Пироксен соответствует авгиту. В субэффузивных разностях присутствует роговая обманка. Из туфов преобладают главным образом псеффитовые и псаммитовые разности. Для первых характерна кристаллокластическая структура, для вторых — литокристаллокластическая. Все породы формации претерпели зеленокаменное изменение.

По химическому составу базальтовая формация обособляется на две группы пород: нормальнощелочные (Na_2O+K_2O — 2,9—4,5%) и субщелочные (Na_2O+K_2O — 4,6—5,0%) натриевой серии при содержании SiO_2 45—54% (рис. 14).

Внутри этих двух групп базальтов выделяются низкоглиноземистые ($al' = 0,7 \div 0,8$) и высокоглиноземистые ($al' = 1,1 \div 1,6$) разности с мезократовой фемичностью ($f' = 16 \div 19$). На диаграмме $A-S$ (рис. 15) точки, характеризующие породы формации, размещаются преимущественно в поле оливиновых толеитовых базальтов и отражают слабую дифференцированность пород.

Породы базальт-андезитовой формации известны в составе карбонатно-терригенной караджоргинской свиты среднекембрийско-нижнеордовикского возраста, которая распространена в тех же районах

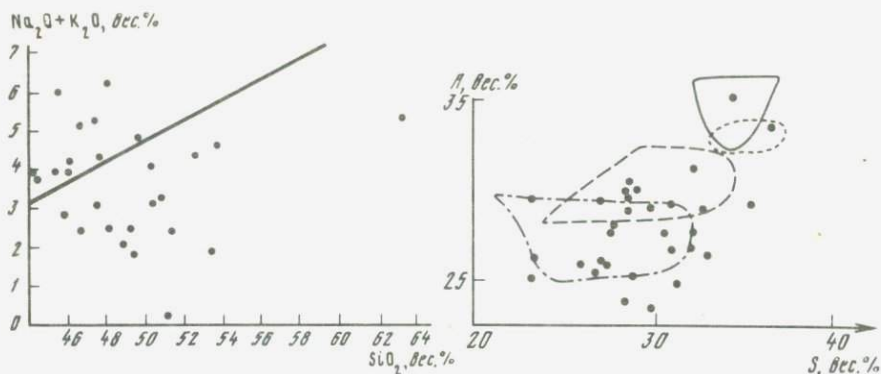


Рис. 14. Распределение базальтов нормального и субщелочного ряда раннекембрийской базальтовой формации в координатах SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

Рис. 15. Диаграмма А—S для пород раннекембрийской базальтовой формации (условные обозначения см. рис. 12)

Северного Тянь-Шаня, что и раннекембрийская базальтовая формация. Вулканогенные образования занимают в свите подчиненное положение, их мощность не превышает 300 м. Слабая изученность состава пород этой формации не позволяет нам дать их детальную характеристику.

Плутонические образования геосинклинальной стадии каледонид Северного Тянь-Шаня представлены габбро-диорит-плагиогранитовой и тоналит-гранодиорит-монцитновой формациями, которые ассоциируют с раннекембрийскими базальтоидами, проявлены примерно в одном временном интервале (C_2 — O_1) и, по-видимому, являются латеральными гомологами.

Габбро-диорит-плагиогранитовая формация

Интрузивы этой формации размещаются в Киргизско-Терсеской зоне, отчетливо тяготеют к районам распространения раннекембрийской базальтовой формации и, как правило, внедрены в интрагеоантиклинали, возникшие в раннеинверсионную стадию развития зоны. Они рассматриваются в составе двух комплексов: таштамбектерского (Североаксууский, Теримтерский, Таштамбектерский, Корюмдинский и др. массивы) и ногайсайского (Ногайсайский и Сонкультауский массивы). Возраст их недостаточно обоснован. По ассоциации с возрастом прорываемых ими базальтоидов он устанавливается как кембрийский для интрузивов первого комплекса и нижнеордовикский — для второго.

Для интрузий характерны пластовая форма тел со значительным превышением длины (2—30 км) над шириной (0,5—5 км) и субсогласное с вмещающими породами залегание. Сложены они преимущественно габбро-диоритами, диоритами с такситовыми переходами в пироксениты, горнблендиты, биотитовые габбро-нориты. В хими-

ческом составе отмечается значительное колебание содержания кремнекислоты, вызывающее появление то оливиновых, то кварцевых разностей. Значительно развиты гибридные породы — кварцосодержащие нориты и кварц-гиперстеновые диориты. Наиболее распространенный минеральный состав пород (в %): плагиоклаз (An_{42-60}) — 40—60; клинопироксен — 0—30, амфибол (роговая обманка и актинолит) — 20—40, биотит — 0—10, кварц — 0—12. Аксессуары — магнетит, циркон, апатит, ильменит, пирит, реже сфен, рутил. Структуры — габбровая, офитовая, призматически-зернистая.

Массивы ногайсайского комплекса сложены габбро-диоритами (I фаза), гранодиоритами и гнейсовидными плагиогранитами (II фаза) с гипидиоморфнозернистой структурой. Минеральный состав пород фазы (в %): плагиоклаз (An_{30-36}) — 50—80; кварц — 10—20 (в плагиогранитах — до 28—30), роговая обманка — 6—20, биотит — 3—5, калиевый полевой шпат — 0—10. Аксессуары — магнетит, апатит, сфен, ортит, пирит.

Тоналит-гранодиорит-монцонитовая формация

Она завершает ряд каледонских геосинклинальных формаций Северного Тянь-Шаня. Около 20 интрузивов этой формации (Джильарыкский, Карабулакский, Донускудукский, Алмалинский, Каиндинский и др. массивы) распространены в Киргизско-Терской и Муюнкумо-Наратской зонах. Они приурочены к выступам древнего фундамента и обнаруживают неотчетливую пространственную связь с раннекембрийской базальтовой формацией. Тела интрузий имеют размеры от 5 до 100 км², форма их дискордантная, несогласная с общим направлением структуры. Иногда они приурочены к ядрам брахиантклиналей, но большей частью — к глубинным разломам. Нижнеордовикский возраст пород этой формации определяется их геологической позицией и данными абсолютного возраста (К-Аг метод) — от 450 до 490 млн. лет (среднее по девяти определениям — 478 млн. лет).

Массивы характеризуются неоднородностью состава и сложены преимущественно порфировидными диоритами, кварцевыми монцонитами, гранодиоритами и реже тоналитами с характерной порфировидной структурой; структура базиса — среднезернистая, гипидиоморфнозернистая, реже монцонитовая. Фенокристы (до 1—2 см) представлены плагиоклазом, амфиболом, реже биотитом, кварцем, калиевым полевым шпатом. В зоне эндоконтакта в породах часто наблюдается слабая трахитоидность за счет субпараллельного расположения полевошпатовых вкрапленников и темноцветных. В общем породы характеризуются высоким содержанием последних — от 15 до 25%.

Минеральный состав пород (в %): кварцевые монцониты — плагиоклаз (An_{40-55}) — 35—50, микроклин — 30—35; кварц — 10—20, биотит — 8—14, роговая обманка — 7—15, редко клинопироксен; аксессуары — апатит, циркон, сфен, ортит, торит, маг-

нетит, ильменит, пирит; гранодиориты — плагиоклаз (An_{25-35}) — 30—55; калиевый полевой шпат — 8—20, кварц — 15—35; биотит — 5—10, роговая обманка — 4—15; акцессории — апатит, циркон, сфен, магнетит, пирит, торит, флюорит.

Петрохимически кварцевые монциты характеризуются повышенной кремнеземистостью (SiO_2 — 62—63%), калий-натриевой щелочностью (Na_2O/K_2O — 0,9—1,3), высокой глиноземистостью ($al' = 1,9 \div 2,3$) и фемичностью ($f' = 7,3 \div 8,7$), а гранодиориты — умеренной кремнеземистостью (SiO_2 — 64—65%), калий-натриевой щелочностью (Na_2O/K_2O — 0,9—1,1) и весьма высокой глиноземистостью ($al' = 6,8 \div 7$).

ОРОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Основным ареалом развития каледонских орогенных формаций является Муюнкумо-Наратская зона Северного Тянь-Шаня, в меньшей степени они распространены в других его зонах. Орогенная стадия каледонид знаменуется ограниченным развитием эффузивов андезит-дацитово́й формации среднего ордовика и мощным проявлением батолитового магматизма (диорит-гранодиорит-гранитовая формация) в позднем ордовике, когда произошло замыкание каледонских геосинклинальных структур Северного Тянь-Шаня.

Андезит-дацитовая формация

Породы этой формации распространены в Муюнкумо-Наратской (шыргыйская и коксуйская свиты), в Чилико-Кеминской (окторкойская свита) и в Киргизско-Терскеской (утмекская и кепташская свиты) зонах Северного Тянь-Шаня. В современном эрозионном срезе они занимают площадь более 200 км² при максимальной мощности до 3900 м.

Тектоническая позиция формации определяется ее приуроченностью к бортам Чилико-Кеминской геосинклинальной зоны и сопряженным с ними погруженным частям Иссык-Кульского и Заилийского блоков Муюнкумо-Наратского срединного массива. Она образует хорошо выраженные вулканические пояса северо-западного направления, прослеживающиеся на территории Казахстана. В современном структурном плане ее отложения отмечаются в ядерных частях горстантиклинальных поднятий, осложненных северо-западными и субширотными разломами, совпадая со структурами развития базальтовой формации кембрия. Среднеордовикский возраст формации определяется положением в разрезе, находками фауны и абсолютным возрастом (450 млн. лет, К-Аг метод) рвущих вулканы гранитоидов.

Состав пород формации в разных районах Северного Тянь-Шаня различен. Наиболее распространенная разновидность пород — андезиты и их эксплозивные аналоги. Для формации характерен зеленокаменный облик пород, латеральная неустойчивость и невыдержанность слоев, фациальная изменчивость, ассоциация с тер-

ригенными образованиями. Провинциальными особенностями андезит-дацитовой формации является увеличение в ней доли кислых вулканитов и грубообломочных терригенных пород в направлении от границ Чилико-Кеминского геосинклинального прогиба к внутренним частям Иссык-Кульского срединного массива и формирование крупных структур центрального типа — стратовулканов, богатых пирокластическим материалом (коэффициент эксплозивности 75—80%).

Характерной петрографической особенностью пород является преобладание в их составе порфировых разновидностей. Вкрапленники составляют 5—10% породы, в салических разновидностях — до 25%, в породах субвулканических фаций — до 60%. Отмечается широкое развитие сериальнопорфировых, гломеропорфировых и линофиловых структур с наличием вкрапленников двух-трех генераций, что свидетельствует о длительном интрателлурическом этапе кристаллизации пород. Основными минералами вкрапленников являются плагиоклаз (An_{25-30}), роговая обманка, реже биотит и кварц. Для кислых разновидностей характерны кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз (An_{18-25}), биотит. Структуры основной массы: в андезитах — пилотакситовые и гиалопилитовые, в риодацитах и дацитах — фельзитовые.

По химическому составу породы варьируют от базальтов до риолитов с преобладанием андезитов, в меньшей степени трахиандезитов. Наименее распространены дациты. Петрохимические характеристики позволяют отнести вулканиты к породам калий-натриевой серии ($Na_2O/K_2O \approx 1$) нормальной щелочности ($Na_2O + K_2O — 4—7\%$) и высокой глиноземистости ($al' = 1 \div 2$).

Диорит-гранодиорит-гранитовая формация

Эта формация широко распространена во всех структурно-формационных зонах Северного Тянь-Шаня, занимая обширные площади в хребтах Кунгей Алатау, Терской Алатау, Киргизском, Сусамырском и др. Породы формации слагают огромные батолитовые плутоны размером от первых сотен до 2500 км², вытянутые в широтном направлении согласно с основными каледонскими складчатыми структурами. Наиболее крупные интрузивы — Заилийский, Западно- и Восточно-Кунгейские, Чичкано-Колбинский, Сусамырский, Джумгалский, Западно-Терский, Каракуджурский и др. Контакты с вмещающими породами резкие и довольно прямолинейные. Ширина ореола ороговивания достигает 3000 м с появлением в эндоконтактах плагиоклаз-пироксеновых, пироксен-амфиболовых, амфибол-биотитовых роговиков с гранатом.

Радиологический возраст формации укладывается в интервал 420—480 млн. лет (K-Ar метод). Следует отметить, что районы размещения позднеордовикских и позднерифейских гранитоидных массивов, как правило, совпадают, что с учетом их одинаковой формационной принадлежности значительно затрудняет возрастное расчленение их комплексов.

Большинство интрузивов формации сформировалось в 3—4 фазы, каждая из которых подразделяется на 2—4 и более субфаз. Породы I фазы — габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты — образуют небольшие штокообразные тела (до 5 км²), а также встречаются в виде блок-ксенолитов (до 2 км²) внутри гранитоидов последующих фаз внедрения. Породы II (главной) фазы — гранодиориты, порфиридные граниты, реже гибридные кварцевые диориты — формируют основную часть крупных плутонов, составляя более 50% объема формации. Породы III фазы — средне- и крупнозернистые граниты — слагают крупные тела (до 50—180 км²) в пределах батолитовых массивов. Завершают формирование формации мелко- и среднезернистые граниты IV фазы. Они образуют вытянутые пластообразные и трещинные тела длиной 4—10 км и шириной 0,5—4 км, реже штокообразные, 1—5 км в поперечнике. Гранитоиды формации часто сопровождаются дайками аплитов и небольшими телами безрудных пегматитов.

Все породы формации характеризуются средне- и крупнозернистым сложением, массивной текстурой. Минеральный состав наиболее распространенных гранитоидов II фазы (в %): олигоклаз (или кислый андезин) — 22—45, микроклин — 20—40, кварц — 25—35, биотит — 4—12, роговая обманка — 0—6; акцессории — апатит, сфен, циркон, ортит, магнетит, пирит, реже галенит, флюорит, анатаз. Структура пород — гипидиоморфнозернистая либо гранитовая. Часто встречаются порфиридные разности с вкрапленниками (до 2—4 см) микроклина, реже плагиоклаза. Распределение порфировых выделений неравномерное, что дает основание некоторым исследователям считать породы калишпатизированными.

По химизму гранитоиды характеризуются нормальной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7\text{—}7,8\%$), калий-натриевой сериальностью ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,6\text{—}0,8$) и весьма высокой глиноземистостью ($a' = 2,4\div 4,1$).

С интрузиями позднеордовикской диорит-гранодиорит-гранитовой формации связано полиметаллическое и молибден-вольфрамовое оружение (в экзоконтактных магнезиальных скарнах).

Как отмечалось выше, магматические породы нижнепалеозойского возраста известны также в Срединном Тянь-Шане и Южном Памире, где они имеют ограниченное распространение и представлены лишь вулканическими образованиями.

В Срединном Тянь-Шане каледонские вулканы базальт-андезитовой формации распространены лишь в Чаткало-Кураминском регионе в составе вулканогенно-осадочных свит среднего ордовика — северчаткальской, чаткальской и аюторской. Вулканы представлены лавами базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов, часто миндалекаменных, с характерной шаровой отдельностью, а также их туфами и вулканическими брекчиями мощностью 300—800 м.

В Южном Памире каледонский магматизм характеризуется породами трахибазальт-трахиандезитовой формации, которые в составе ишийской свиты кембрия—ордовика и джаамбай-кукуртской серии ордовика—силура распространены в восточной части Цент-

ральнопамирской зоны, к северу и к югу от музкольского выступа раннепротерозойского кристаллического основания.

Максимальная мощность вулканитов достигает 1000 м. По составу они представлены преимущественно базальтами, диабазами, метабазами, часто миндалекаменного сложения, значительно реже дацитами и их туфами. По химизму вулканиты преимущественно отвечают субщелочным лейкократовым базальтам калий-натриевой серии.

Породы нижнепалеозойской трахибазальт-трахиандезитовой формации по составу, своему положению в разрезе и соотношению с вмещающими породами характеризуют миогеосинклиальный режим развития Центральнопамирской зоны в раннем палеозое.

Глава 5

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ГЕРЦИНИД

В этой главе рассматриваются магматические формации геоструктур, зародившихся в разное время, начиная с позднего докембрия, но претерпевших складчатость в связи с герцинским орогенезом. Пространственно они локализируются в Срединном и Южном Тянь-Шане и на Северном Памире, а по существу представлены геосинклиналями, срединными массивами и рифтами.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

Геосинклинали Южного Тянь-Шаня резко разделяются на две группы по длительности магматизма, соответствующего собственно геосинклиальному этапу. Магматизм всех длительно развивающихся геосинклиналей начинался в позднем докембрии и завершился в силуре, магматизм быстро развившихся геосинклиналей укладывается в границы девона—среднего карбона. В каждой из групп различаются структуры, заложившиеся на разном субстрате.

Магматизм длительно развивавшихся геосинклиналей, характерен для четырех зон (табл. 2), из которых Букантау-Карачатыр-Алайская и Ауминза-Туркестанская заложилась на коре океанического типа, а Зарафшано-Алайская и Южно-Гиссарская — переходного. Из четырех быстро развивавшихся геосинклиналей (табл. 3) три заложилась на меланократовом субстрате, обнажившемся в результате рифтогенеза, и одна (Байсунская зона) — на консолидированной континентальной коре.

* * *

Уже в раннюю стадию отмечаются различия в магматизме выделенных зон. Наибольшее из них обусловлено характером субстрата, на котором развивались геосинклинали, и выражается в проявлении продуктов магматизма разных формаций. Магматизм геосинклиналей, заложившихся на меланократовом основании, характеризуется проявлением в раннюю стадию базальтоидов и ультрамафитов, которые обычно отсутствуют во вторичных геосинклиналях. Кроме того, толеит-

Таблица 2

Магматические формации длительно развивавшихся геосинклиналей Южного Тянь-Шаня и Северного Памира

Этап геосинклинально-складчатого развития	Стадия	Комплекс основания			
		меланократовый		переходный	
		Структурно-формационные зоны			
		Букантау-Карачатыр-Алайская	Ауминза-Туркестанская	Зарафшано-Алайская	Южно-Гиссарская
Собственно геосинклинальный	Ранняя	<i>Метабазальтовая</i> Иттунысайская свита (R), кан-Ауминзинская свита (PR) <i>Габбро-перидотитовая</i> Северо-Нуристанские, Уратюбинские, Канские, Карачатырские, Сарталинские, Абширские и Актурские тела		<i>Метабазальт-метаандезит-метадацитовая</i> Сарытузская, хандизинская (E — O ₂); алмалынская (O ₃); маставатская (S ₁) свиты	
	Поздняя	<i>Базальт-андезит-дацит-липаритовый формационный тип</i> Тубабергенская, елемесаинская (O ₁); кушкумбайская, чимкурганская, буратбулакская, чонкойская, дедебулакская (S) свиты		<i>Базальт-липаритовая</i> Шахриомонская свита (O—S)	<i>Липарит-андезитовая</i> Сиоминская серия (C ₁)
Инверсионная	<i>Габбро-диабазовая</i> Джаман-кынгырский, арпапаятский комплексы (S) <i>Габбро-плагиогранитовая</i> Тескудукский, Ажриктинский, Наукатский массивы		<i>Андезит-дацит-липаритовая</i> Таушанская, поймазарская, якарчинская свиты (C ₁)	<i>Андезитовая</i> Сорбухская толща (C ₂)	
Орогенный	Ранняя	<i>Тоналит-трондьемитовая</i> Бокалинский массив (C ₂)		<i>Перидотит-норит-габбровая</i> Бельтауский, Шайдаразский, Таушанский массивы (C ₃ ?)	<i>Габбро-монцонит-граносиенитовая</i> Казнокский, мечетлинский комплексы (C ₂)
		<i>Габбро-диорит-гранодиоритовая</i> Каттаичский (C ₂), качикалайский, (C ₃ —P ₁) комплексы <i>Гранодиорит-гранитовая</i> Алтынтауский, Севоротамдынский массивы; шуракский, сарытауский и другие комплексы (C ₃ —P ₁)		<i>Габбро-диорит-гранодиоритовая</i> вадифский комплекс (C ₂) <i>Гранодиорит-гранитовая</i> Ауминзинский, Комсомолабад-канязский (C ₃), тозбулакский, каратюбинский (C ₃ —P ₁) комплексы захкудукский, туркестанский комплексы (C ₃ —P ₁)	<i>Габбро-диорит-гранодиоритовая</i> Шадонский комплекс (C ₂) туй-кутальская серия (C ₃) <i>Гранодиорит-гранитовая</i> Акуйский, девдарьинский комплексы (C ₂) <i>Гранодиорит-гранитовая</i> Акбайракский, носский, серидевольский, варзобский (C ₂); пайронский, гиссарский, сорбухский, муринский (C ₂₋₃) комплексы
	Поздняя	<i>Кварц-диорит-гранодиорит-гранитовая</i> Ачикалминский комплекс (P ₂)		<i>Гранит-лейкогранитовая</i> Акбайджумонский (C ₃), гурмакский (C ₃ —P ₁) комплексы (C ₃ —P ₁) <i>Дацит-липаритовая</i> Сухтинская, барзангинская, пасакская свиты, обилайский комплекс (P ₁)	<i>Гранитоид-порфировая</i> Чуракульский комплекс (P ₁)
		<i>Габбро-монцонит-граносиенитовая</i> Кошрабадский (C ₃ —P ₁ ?), саутбайский (P—T) комплексы		<i>Габбро-монцонит-граносиенитовая</i> Наукрумский комплекс (P ₁)	<i>Габбро-монцонит-граносиенитовая</i> Джавонинский (P ₁), алмалысайский (P—T) комплексы

Таблица 3

Магматические формации быстро развивавшихся геосинклиналей Южного Тянь-Шаня и Северного Памира

Этапы геосинклинально-складчатого развития	Стадия	Меланократовый комплекс основания			Консолидированный комплекс основания
		Структурно-формационные зоны			
		Султануиздагская	Мечетлинская	Калайхумб-Сауксайская	Байсунская
Собственно геосинклинальный	Ранняя	<i>Толцит-базальтовая</i>		<i>Липаритовая</i>	
		Каракудукская свита (D ₁)	Каратагская свита (C ₁)	Калайхумбская, аспандоуская свиты (C ₁)	Зойская, вахшиварская свиты (C ₁)
		<i>Габбро-перидотитовая</i>			
		Комплекс главной офиолитовой полосы (D)	Кундаджуазский, гулхасский комплексы (C ₁)	Кеврон-джарфский комплекс (C ₁)	
	Поздняя	<i>Базальт-андезит-дацит-липаритовая</i>		<i>Липаритовая</i>	
		Бешмазарская, джамансайская, шейхджелинская, ащенынтауская свиты (D ₂₋₃)		Хострогинская свита (C ₁)	
			<i>Андезит-базальтовая</i>		
			Каратагская серия (C ₁)	Ушхарвская свита (C ₁) <i>Базальт-липаритовая</i> Фортамбекская свита (C ₁)	
Орогенный	Инверсионная	<i>Габбро-диабазовая</i>	<i>Андезитовая</i>	<i>Дациит-андезитовая</i>	<i>Трахибазальт-трахиандезит-дацитовая</i>
		Джимуртауский комплекс (D ₂₋₃)	Шамольская свита (C ₁)	Джакская свита (C ₁)	Ходжирбулакская (C ₁₋₂); суффинская, заркуинская, чинорская (C ₂) свиты
		<i>Габбро-диорит-плаггиогранитовая</i>	Каратауский, Кахралысайский массивы (D ₃)	Ходжамафрачская серия (C ₁₋₂)	Обихумбоуский, хунаский комплексы (C ₁)
	Ранняя	<i>Перидотит-пироксенит-габбро-вая</i>		<i>Гранодиорит-гранитовая</i>	
		Тебинбулакский массив (C ₁₋₂)		Мазарский комплекс (C ₂)	Серидевольский комплекс (C ₂)
		<i>Тоналит-трондьемитовая</i>			
		Актауский массив (C ₃)			
	Поздняя		<i>Моноцитовая</i>	<i>Андезит-дацитовая</i>	<i>Гранит-лейкогранитовая</i>
			Курукский комплекс (C ₃)	Зыгарская, гундаринская, дараитангская, вальвалянская свиты (P ₁)	Хочильерский комплекс (P?)
		<i>Габбро-сиенитовая</i>	<i>Дациит-липаритовая</i>		
		Джамансайский массив (P—T)	Лючобский комплекс (P ₁)		<i>Гранитоид-порфировая</i> Лючобский комплекс (P ₁)

базальтовую формацию, характерную для быстро развивавшихся геосинклиналей, отличает от метабазальтовой формации длительно развивавшихся геосинклиналей постоянное присутствие небольшого объема (1—3%) более кислых, чем базальты, разностей пород.

Метабазальтовая формация

Формация характерна для длительно развивавшихся геосинклиналей. Ее слагают иттуньсайская, канская свиты в Букантау-Карачатыр-Алайской структурно-формационной зоне и ауминзинская — в Ауминза-Туркестанской.

Иттуньсайская свита распространена на северном склоне Северо-Нуратинских гор в виде полосы шириной до 8 км и протяженностью 100 км. Стратиграфических контактов с другими свитами она не имеет, а тектонически подстилается серпентинитами. Условный возраст поздний рифей—венд, абсолютный возраст 718 млн. лет (К-Аг метод) [6]. Видимая мощность свиты более 2300 м. Нижняя ее часть (1000 м) представлена в основном метаграуваккой с редкими прослоями метабазитов, верхняя (1300 м) — преимущественно метабазитами. Породы метаморфизованы в условиях глаукофан-зеленосланцевой фации. Лавам и субвулканическим образованиям базальтов отвечают амфиболсодержащие породы с реликтовой порфировой, диабазовой и интерсертальной структурами. Они состоят из титан-авгита, замещенного винчитом и актинолитом, в свою очередь частично замещенного хлоритом, альбитом и эпидотом, образующих псевдоморфозы по крапленникам плагиоклаза, кварца и стильпномелана. Главная масса — эпидот-хлоритовая, с пиритом и серицитом. Наиболее распространены в метабазитах парагенезисы: альбит-эпидот-винчит-хлоритовый, альбит-эпидот-хлорит-актинолитовый и кварц-актинолитовый. Туфы полностью утратили первичные особенности состава и сложения, превратившись в амфиболовые и безамфиболовые зеленые сланцы с апатитом, сфеном, магнетитом и гранатом. Породы характеризуются повышенными по сравнению с кларками содержаниями ванадия и хрома. С ними связаны проявления железа и марганца.

Канская серия (PR) распространена на отдельных участках северного склона Алайского хребта — район Кана, горы Карачатыр, Намаздек и Алдыяр, междуречье Киргизата-Джилису, причем в последнем районе она представлена наиболее полным разрезом.

Выделена Г.С. Поршняковым в 1958 г. в ранге свиты, с 1967 г. переведена им в ранг серии. Описывалась так же, как джувльбарская серия В.С. Сафиним в 1962 г. и Б.В. Поярковым в 1969 г.

В составе канской серии преобладают зеленые метаморфические сланцы: кварц-эпидот-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые, альбит-хлорит-актинолитовые, редки микрокварциты, линзы мраморов, метаконгломераты. В составе серии отмечаются и менее метаморфизованные породы — песчанистые и алевритоглинистые сланцы, в различной степени хлоритизированные, серицитизированные и окремненные основные эффузивы. В.Н. Шванов [101] в составе серии выделяет две толщи. Нижняя, торпинская, представлена главным образом зелеными сланцами, развивающимися по базальтоидам внизу и по андези-



Рис. 16. Диаграмма А-S для геосинклинальных базальтов ранней стадии Южного Тянь-Шаня

Статистические составы главных видов базальтов нормального ряда: 1 — оливиновые (толеитовые) базальты; 2 — собственно (толеитовые) базальты; 3 — лейкобазальты (толеитовые); 4 — гиперстенные базальты; свиты: 5 — канская, 6 — итунусайская; 7 — ауминзинская, 8 — каракудукская, 9 — каратагская, 10 — калайхумбская, 11 — аспан-доуская

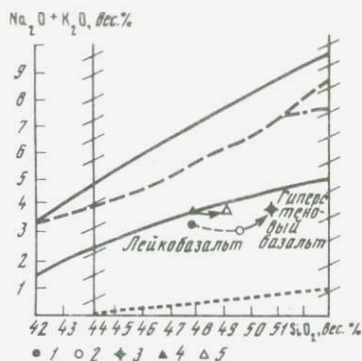


Рис. 17. Характер изменения состава базальтов по латерали metabазальтовой и толеит-базальтовой формаций Южного Тянь-Шаня

Свиты: 1 — канская, 2 — итунусайская, 3 — ауминзинская, 4 — каратагская, 5 — калайхумбская. Границы пород см. рис. 4 (7—9)

то-базальтам сверху, верхняя — талдыкская — сложена продуктами изменения песчано-глинистых пород.

Мощность канской серии составляет 1700—1800 м, а возможно, и более (подошва не вскрыта). Органических остатков в породах не обнаружено. Породы изменены от эпидот-амфиболитовой, субглаукофановой и зеленосланцевой степени метаморфизма до стадии метагенеза. Канская серия без видимого несогласия перекрывается каиндинской свитой верхнего силура—среднего девона. Наличие в основании каиндинской свиты многочисленных обломков пород канской серии в уже метаморфизованном виде, обнаруженных в 1972—1975 гг. В.И. Котельниковым, указывает на существенное стратиграфическое несогласие между канской серией и каиндинской свитой и на несомненно допоздне-силурийский возраст первой. В то же время породы канской серии и по составу, и по метаморфизму резко отличаются от развитых в этом районе кембрийских и ордовикских отложений. В связи с этим предполагается протерозойский возраст серии.

Ауминзинская свита (R_1) слагает основание разреза в Ауминза-Туркестанской зоне и согласно сменяется сланцево-карбонатно-кремнистой тасказганской свитой, абсолютный возраст которой 1,3 млрд. лет (по свинцовой изохроне, ВСЕГЕИ). На основании этого предполагается раннерифейский возраст [40] ауминзинской свиты. Последняя сложена вулканогенно-осадочными образованиями с максимальной видимой мощностью около 800 м. На долю вулканитов приходится около 80% объема свиты. Они представлены исключительно базальтоидами, измененными до зеленых сланцев и амфиболитов, состоящих

из переменных количеств хлорита, эпидота, актинолита, альбита, кварца, кальцита. Структуры и текстуры исходных пород также в значительной степени утрачены. Характерны фибробластовая, лепидогранобластовая, нематобластовая структуры и сланцеватая, пльичатая, полосчатая, массивная текстуры с реликтами первичных микролитовой, офитовой, порфириковой и кристаллокластической структур и миндалекаменной текстуры.

Химический состав и важнейшие петрохимические характеристики вулканитов метабазальтовой формации свидетельствуют о принадлежности пород к нормальному ряду, натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 5-8$). Они низкоглиноземистые, за исключением пород ауминзинской свиты, где вулканиты умеренно глиноземистые и мезократовые, тогда как базальты других свит меланократовые. В координатах $A-S$ (рис. 16) рассматриваемые базальты локализируются в поле оливиновой разности толеитовых базальтов, кроме ауминзинских, которые находятся в поле собственно толеитовых базальтов, как и другие докембрийские базальты Центральных Кызылкумов. На диаграмме (рис. 17) различия в составе базальтов отражают латеральное (в направлении с востока на запад) изменение кремнеза. Аналогично изменяется содержание глинозема, оно обратно пропорционально фемичности.

Толейт-базальтовая формация

Породы этой формации развиты в Султануиздагской, Мечетлинской и Калайхумб-Сауксайской структурно-формационных зонах, т.е. в быстро развивавшихся геосинклиналях.

В Султануиздагской зоне они представлены амфиболитами каракудукской свиты, тесно ассоциирующими с серпентинитами и габброидами и совместно составляющими офиолитовый комплекс Султануиздага, широко развитый в восточной и центральной частях гор. На западе к этому комплексу отнесены амфиболиты и габбро-амфиболиты Джимуртау, обнажающиеся в виде тектонического блока среди вулканитов шейхджелинской свиты. Амфиболиты изучались А.Ф. Свириденко (1963), который выделил среди них мезо- и меланократовые разности крупно-, средне- и мелкозернистого сложения. Между указанными разностями нет резких границ, и они обычно постепенно переходят друг в друга.

Наиболее типичные породы имеют гранонематобластовую структуру в комбинации с порфиробластовой и состоят преимущественно из амфибола и плагиоклаза (альбита), редко и в небольшом количестве (2—3%) присутствуют кварц, сфен, рутил. Рудные минералы (магнетит, ильменит) являются неотъемлемой частью породы, но встречаются в незначительных и переменных количествах.

Амфибол составляет 40—50% в мезо- и 60—70% в меланократовых разностях. В основном он представлен шестоватыми различно ориентированными кристаллами обыкновенной роговой обманки ($cNg = 19^\circ$; $2V = 74^\circ-90^\circ$; $Ng = 1,678$; $Np = 1,662$; $Ng-Np = 0,016$).

Кроме того, нередко отмечаются более поздние бесцветные или слегка зеленоватые волокна и иголки актинолита ($cNg = 14^\circ$; $2V = -85^\circ$; $Ng = 1,670$; $Np = 1,643$; $Ng-Np = 0,027$).

Детальное петрографическое изучение амфиболитов позволило выявить среди них разности с диабазовой структурой и миндалекаменной текстурой, по составу отвечающие базальтам.

Химический состав и основные петрохимические характеристики пород карадукусской свиты свидетельствуют о том, что первичные породы были представлены базальтами нормального ряда, умеренной глиноземистости, низкотитанистые, натриевой сериальности.

На диаграмме *A-S* они находятся на границе оливиновых базальтов в поле собственно толеитовых базальтов (см. рис. 16).

В Мечетлинской зоне к упомянутой формации относится нижняя толща каратагской серии (C_1), сложенной преимущественно эффузивами основного состава. Серия отвечает спилитовой толще Е.Н. Горечкой и П.Г. Рысина. Образования серии распространены на южном склоне Гиссарского хребта, главным образом от бассейна р. Туполанг до бассейна р. Варзоб, и быстро выклиниваются к востоку и западу от них. Общая площадь распространения серии достигает 700 км² (200×1—10). Суммарная мощность серии достигает 4 км при мощности формации толеит-базальтов около 2 км. Отложения, подстилающие серию, однозначно не установлены, перекрываются они андезиитоидами среднего карбона. В верхних частях каратагской серии установлена фауна C_1 .

Формация сложена лавовыми, менее (преимущественно в верхней части разреза) — лавокластитовыми, гиалокластитовыми разновидностями базальтоидов. Вулканогенные образования составляют 99—100% мощности разрезов; до 1% приходится на долю пелитоморфных известняков. Среди эффузивов резко преобладают (в %): базальты — 93—98, незначительно развиты андезито-базальты — 2—7, андезиты, дацит-андезиты — менее 1. Эффузивы накапливались при многоактных излияниях трещинного типа в морских условиях. Пирокластические образования отмечены только в верхах разрезов среди пород андезито-базальтового, андезитового состава и занимают в целом не более 1% объема формации.

Базальты формации — массивные и миндалекаменные, в лаво- и гиалокластитах — брекчиевидные породы. Структура их афировая и олигофировая, базиса — спилитовая, офитовая, гиалоофитовая, интерсертальная, гиалопилитовая. Основные породообразующие минералы — плагиоклаз (лабрадор, битовнит и развитый по нему альбит), пироксены (диоспид, авгит); редко встречается оливин. Базис апостекловатый. Соотношения их в породах в зависимости от степени и условий раскristализации колеблются (в %): плагиоклаз — 30—70, пироксен — 10—40, апостекловатый базис — 0—50. Андезито-базальты по составу породообразующих минералов идентичны базальтам и отличаются только преимущественным развитием в них пилотакситовой, меньше — интерсертальной структур и преобладанием плагиоклаза над пироксеном. Андезиты — афировые, чаще порфиновые породы с гиалопилитовой, микролитовой, реже микропойкилитовой, микрофельзитовой структурой базиса. Вкрапленники в них сложены плагиоклазами, амфиболом, редко моноклинным пироксеном, кварцем. Базис сложен

микрозернистым агрегатом плагиоклаза, разложенного цветного минерала с небольшим количеством кварца.

Акцессорные минералы пород формации: пирит, магнетит, гематит, мартит, апатит, циркон, барит; нередко встречаются хромшпинелиды, галенит.

Преобладающие базальтоиды — умеренно глиноземистые, низкотитанистые породы с натриевой щелочностью. На диаграмме SiO_2 — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (см. рис. 17) находятся на линии раздела субщелочных и нормального ряда пород в области лейкобазальтов ($f' = 17$), а на диаграмме $A-S$ (см. рис. 16) — в поле собственно (толеитовых) базальтов: от базальтов к андезитам увеличение кислотности и щелочности пород сопровождается резким снижением содержаний Ca, Mg при постоянном количестве Fe и выдержанном соотношении K и Na (0,2—0,3).

Изученные вулканы в сравнении с кларками базитов обеднены почти всеми редкими литофильными и сидерофильными элементами (кроме Li, V, Be, Cr), содержат увеличенные концентрации As.

В Калайхумб-Сауксайской зоне формация представлена мощной (более 1800 м) толщей базальтоидов и включает образования калайхумбской и аспандоуской свит (C_1). Эффузивные породы занимают 90—100% мощности разрезов, до 10% (в среднем 5—6%) составляют карбонатные и терригенные породы с фауной C_1 v—s. K-Ar возраст 143—222 млн лет. Эффузивы представлены подушечными лавами, реже массивными потоками базальтов (спилиты, диабазы), апогиалобазальтов с подчиненным количеством их кластолав. Единичны горизонты андезито-базальтов (1—2%), туфов среднего—основного состава (менее 0,5%), а в верхней половине разрезов формации — и натриевых дацитов и липаритов — 1—2%. Все вулканы интенсивно зеленокаменно изменены. Мощность отдельных потоков от первых метров до первых десятков метров. Характерна выдержанность их по простиранию. Формирование пород происходило в прибрежно-морских условиях при спокойных излияниях трещинного типа. Это обусловило выход на поверхность крайне однородных по составу, практически недифференцированных базальтов.

Базальты, андезито-базальты — миндалекаменные, массивные, меньше брекчиевидные, флюидалные, афировые породы (редко с мелкими порфиоровыми выделениями плагиоклазов, пироксенов). Структура базиса спилитовая, офитовая, гиалоофитовая, пойкилоофитовая, долеритовая, интерсертальная. Исходный минеральный состав пород (в %): плагиоклаз (лабрадор, андезин и развитый по ним альбит) — 30—60, пироксен (салит, реже авгит, ферросалит, титан-авгит) — 25—45, апостекловатый базис — 0—40, рудные минералы — до 5, оливин — до 3.

Натриевые липариты, дациты представлены лавами и туфами. Лавы массивные и флюидалные порфиоровые с фельзитовым, микрофельзитовым базисом. Вкрапленники (5—7% площади шлифов) сложены альбитом, реже кварцем. Состав основной массы (в %): альбит — 70—90, кварц — 10—35. Туфы липарит-дацитов разномзернистые, массивные, атакситовые, кристалло-литокластические, аповитрокристалло-литокластические. В обломках кристаллов — кварц, альбит; пород — вы-

шеописанные липариты, дациты. Породы формации бедны аксессуарными минералами. Наиболее часто встречаются циркон, меньше — апатит, гранат, а из рудных — пирит и шеелит, в 10% проб отмечается пирротин; встречена самородная медь.

Химический состав и петрохимические характеристики пород свидетельствуют о принадлежности их к нормальному ряду умеренно-глиноземистых, низкотитанистых и мезократовых пород натриевой серии. На диаграмме $A-S$ (см. рис. 16) они находятся в поле собственно толеитовых базальтов. Однако по сравнению с вулканитами метабазальтовой формации они более обогащены щелочами (см. рис. 17). При этом для пород формации в целом также отмечается увеличение кремнезема по латерали — с севера (Мечетлинская зона) на юг (Калайхумб-Сауксайская зона).

Породы характеризуются повышенными содержаниями Li, Be, B, Sn, As, Cr, V и пониженными концентрациями Pb, Nb, Th, U, Hg, F, Sr, Mo, Ti, Ni, Co. Сравнение содержаний редких элементов в базальтах формации показывает, что по повышенным концентрациям Li, Be, B и по пониженным — Pb, Ni, Co они сопоставляются с толеитами Байкальского рифта.

Габбро-перидотитовая формация

Породы этой формации представляют собой раннегеосинклинальные образования как длительно, так и быстро развивавшихся эвгеосинклиналей Тянь-Шаня и Памира. Они также встречаются в рифтовых зонах, заложенных на океанической коре. Хотя альпинотипные ультрамафиты распространены довольно широко во многих структурно-формационных зонах Средней Азии, масштабы их проявлений сравнительно незначительны и по объему они составляют менее 0,1% от объема всех магматических пород Средней Азии. Большой вклад в их изучение внесли И.Х. Хамрабаев, Я.С. Висьневский, В.В. Баранов, Ю.Л. Семенов, В.М. Стеблова, В.В. Нарижнев, А.П. Карякин, Ш.А. Мунинов, А.В. Ждан и др.

Наиболее сложными и дискуссионными в настоящее время являются проблемы генезиса и возраста альпинотипных ультрамафитов Средней Азии, решение которых во многом способствовало бы созданию достоверной схемы магматизма Средней Азии, его эволюции и т.п. [97]. Тем не менее установлены некоторые закономерности развития ультрамафитов, способствующие решению ряда спорных вопросов.

Например, для альпинотипных ультрамафитов Средней Азии отмечается локальный, а не региональный характер распространения, четкая и, несомненно, закономерная приуроченность к зонам краевых региональных разломов, которые, очевидно, служили магмавыводящими структурами. По данным бурения и геофизики, они имеют крутое субвертикальное падение и глубинное заложение [98].

Возраст альпинотипных ультрамафитов Средней Азии разными исследователями трактуется по-разному: от раннего докембриа до среднего карбона включительно. Вызвано это в основном двумя причинами: во-первых, пока еще не разработаны надежные радиологические методы определения абсолютного возраста ультрамафитов, во-вторых,

обычно определяется не возраст (время образования) ультрамафитовых интрузивов, а время их тектонических перемещений в процессе складчатого развития геосинклинальной системы.

Становление ультрамафитов отвечает, по мнению большинства исследователей, началу эволюции эвгеосинклинального прогиба, когда в процессе его погружения зарождается краевой глубинный разлом, достигающий при своем развитии верхней мантии, по которому происходит внедрение ультраосновного расплава. Таким образом, в свою очередь, точное определение возраста ультрамафитов даже в одном месте геосинклинальной системы, по мнению Г. Хесса [100], позволяет датировать начало геосинклинального процесса на всем ее протяжении. Позднее к такому же выводу пришел один из ведущих отечественных специалистов в области изучения ультрамафитов Г.В. Пинус [68].

В соответствии с вышесказанным возраст альпинотипных ультрамафитов Средней Азии определяется нами по времени зарождения эвгеосинклиналей, в которых они распространены.

Альпинотипные ультрамафиты Средней Азии распространены в длительно развивающихся Киргизско-Терской и Букантау-Карачатыр-Алайской и в быстро развивающихся Султануиздагской, Мечетлинской и Калайхумб-Сауксайской эвгеосинклинальных зонах, а также в Каттармай-Ягнобской и Атбаши-Хантенгрийской рифтовых зонах.

В связи с тем что строение, минеральный состав, химизм и т.п. геосинклинальных и рифтовых альпинотипных ультрамафитов Тянь-Шаня и Северного Памира имеют много общих черт, ниже мы приводим их обобщенную характеристику.

В Северном Тянь-Шане альпинотипные ультрамафиты распространены в Киргизско-Терской эвгеосинклинальной зоне и локализуются преимущественно в зонах глубинных разломов вдоль границы Северного и Среднего Тянь-Шаня. Они образуют изолированные цепочки или группы небольших тел в Сусамырском, Джумгольском, Джетымбельском и Каракаттинском хребтах (Алмалинская, Учторская, Каракаттинская и Арчалинская группы). Всего известно свыше 30 тел протяженностью от 100—200 м до 1—2 км и мощностью от первых десятков до нескольких сотен метров с общей площадью выходов 8—8,5 км²; наиболее крупное (3,5×0,4—0,5 км) из них расположено на северном склоне хр. Каракатты, в бассейне р. Тюлек. Большинство из них залегает среди раннегеосинклинальных осадочно-вулканогенных отложений каракаттинской и караарчинской свит условно раннекембрийского возраста, сложенных диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами, их туфами и туфобрекчиями с прослоями и линзами яшм и известняков. Контакты их с вмещающими породами — тектонические.

Все ультрамафитовые тела сложены апогарцбургитовыми, преимущественно хризотил-лизардитовыми и антигорит-лизардитовыми серпентинитами с вкрапленностью хромшпинелидов и тонкими прожилками хризотил-асбеста.

Лишь в Каракаттинской и Арчалинской группах отмечаются сосюритовые габбро и габбро-амфиболиты, взаимоотношения которых с серпентинитами неясны. Среди серпентинитов встречаются мелкие вы-

ходы и жилы плагиоклазовых верлитов и родингитов, а также линзовидные тела лиственитов длиной до 20—30 м.

В целом петро- и геохимические особенности альпинотипных ультрамафитов Северного Тянь-Шаня изучены слабо. Имеющиеся единичные химические анализы свидетельствуют лишь о алогарцбургитовой природе серпентинитов. На основании тесной парагенетической связи с раннегеосинклинальными кремнисто-спилит-диабазовыми толщами раннего кембрия Ю.Л. Семенов [80] условно определяет их возраст как кембрийский. По его мнению, крайне ограниченное распространение ультрамафитов в Киргизско-Терскайской зоне свидетельствует о высокой рассеянной проницаемости земной коры в раннем кембрии для излияния эффузивов основного состава и сравнительно неглубоком заложении разломов, из которых лишь по отдельным небольшим порции ультраосновного расплава проникали из мантии в верхние горизонты земной коры.

М.Д. Гесь и В.Г. Королев [29] рассматривают габбро-серпентинитовые тела Каракаттинской группы в составе серпентинитового меланжа, сопоставляя его разрез с разрезом древних океанических кор.

В северной части Южного Тянь-Шаня альпинотипные ультрамафиты рассматриваются многими исследователями в составе Южно-Тяньшаньского офиолитового пояса протяженностью около 2000 км от хр. Султануиздаг на западе до горного узла Хан-Тенгри на востоке. Всего в пределах этого пояса (включая Северо-Восточную Фергану) известно свыше 600 отдельных массивов и тел альпинотипных мафит-ультрамафитов, общая площадь выходов которых на современном уровне эрозионного среза составляет более 200 км² (из них ультрамафиты — около 160 км²), т.е. здесь сосредоточена подавляющая часть всех мафит-ультрамафитовых образований Средней Азии.

Массивы и тела альпинотипных ультрамафитов имеют преимущественно линзовидную и пластообразную форму с крутым (до субвертикального) падением, лишь в Султануиздаге для них характерно более пологое падение. Контакты ультрамафитов с вмещающими породами большей частью тектонические, однако для ряда массивов Южной Ферганы (Кан, Араван, Киргизата и др.) описаны интрузивные контакты — ороговикование и окремнение сланцев, перекристаллизация (мраморизация) известняков и др. в экзоконтактовом ореоле мощностью до первых метров [42, 80].

В длительно развивавшейся Букантау-Карачатыр-Алайской эвгеосинклинальной зоне массивы и тела альпинотипных ультрамафитов (Северо-Нуратинская, Уратюбинская, Канская, Карачатырская, Восточно-Ферганская, Сарталинская, Абширская и Актурская группы) образуют прерывистые линейно вытянутые субширотные цепочки и полосы в Северо-Нуратинском, Туркестанском, Алайском, Кичик-Алайском хребтах и в горах Карачатыр, Алдыяр, Конуртобе, Суганды. Расположение их повсеместно контролируется серией крутопадающих региональных глубинных разломов (Бесапано-Северо-Нуратинский, Южно-Ферганский, Атбаши-Иныльчекский и др.).

В своем распространении альпинотипные ультрамафиты эвгеосин-

клиналей тесно связаны с раннегеосинклинальными метаморфизованными кремнисто-базальтоидными толщами (иттунусайская и канская свиты), а также основными эффузивами вулканогенных и терригенно-вулканогенных свит нижнего (С—О) и среднего (S—D) палеозоя. Значительная их часть была протрудирована в вышележащие терригенные и терригенно-карбонатные отложения более молодого возраста (вплоть до среднего карбона). Конкретные взаимоотношения ультрамафитов с вмещающими их вулканитами, как правило, не устанавливаются, так как в значительной мере они затушеваны наложенным метаморфизмом и складчатостью.

По минеральному и химическому составу среди пород преобладают апогарцбургитовые серпентиниты, которые на диаграммах А—S (рис. 18—21) преимущественно ложатся в поле модельного состава гарцбургитов, реже отмечаются лерцолиты и верлиты. Габброиды распространены значительно меньше, преимущественно в крупных массивах и телах.

Массивы альпинотипных ультрамафитов практически не сопровождаются жильной фацией, в них отсутствуют полевошпатсодержащие разности. Встречающиеся в ряде массивов пироксениты, лерцолиты, верлиты, габбро-пегматиты, родингиты образуют, как правило, незначительные по площади (до первых десятков квадратных метров) мелкие штоко- и дайкообразные тела в зонах контакта с габброидами, и их образование, очевидно, связано с интрузивным воздействием габброидной магмы на ультрамафиты.

В ряде массивов, в приконтактных их частях, наблюдается дробление и интенсивное расланцевание и метасоматическая переработка ультрамафитов с образованием лиственитов, тальк-кварц-карбонатных, тальк-хлорит-серпентинитовых и т.п. сланцев. Особенно это характерно для массивов ультрамафитов Карачатырской группы (Южная Фергана).

Серпентиниты представлены главным образом хризотил-лизардитовыми и антигорит-хризотил-лизардитовыми разностями; антигоритовые серпентиниты встречаются сравнительно редко, преимущественно в зонах тектонических нарушений или вблизи контактов с гранитоидными интрузивами. В отдельных массивах наблюдаются все переходные разновидности между лизардитовыми и антигоритовыми серпентинитами, содержащие переменные количества минералов группы серпентина (лизардит, хризотил, антигорит). В серпентинитах почти постоянно встречаются порфиroidные выделения бастита и редкая вкрапленность хромшпинелида.

Габброиды, как правило, приурочены к висячему боку серпентинитовых массивов и имеют большей частью интрузивные контакты как с ними, так и с породами рамы. Взаимоотношения габброидов с серпентинитами не всегда ясны. Среди серпентинитов часто наблюдаются как субпараллельные с постепенными переходами, так и разнообразно ориентированные крутопадающие дайковые тела габбро, габбро-норитов, габбро-пегматитов. В свою очередь, в габброидах нередко встречаются ксенолиты серпентинитов. Ю.Л. Семенов [80] считает, что ультрамафиты и габброиды образовались одновременно из

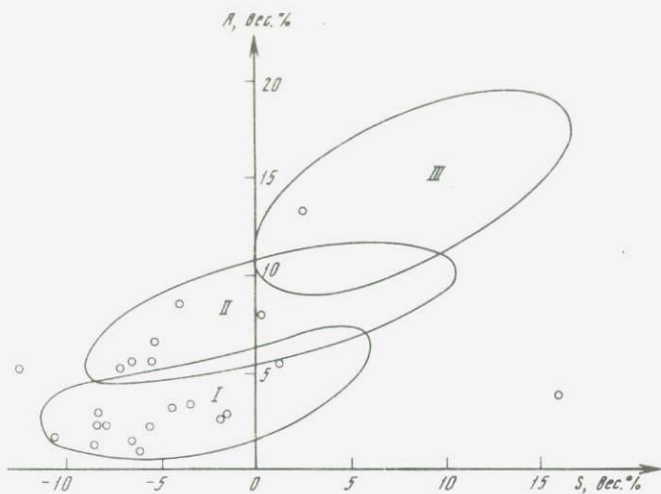


Рис. 18. Диаграмма А-S для ультрамафитов Султануиздага

Поля модельных составов: I — гарибургитов, II — лерцолитов, III — верлитов

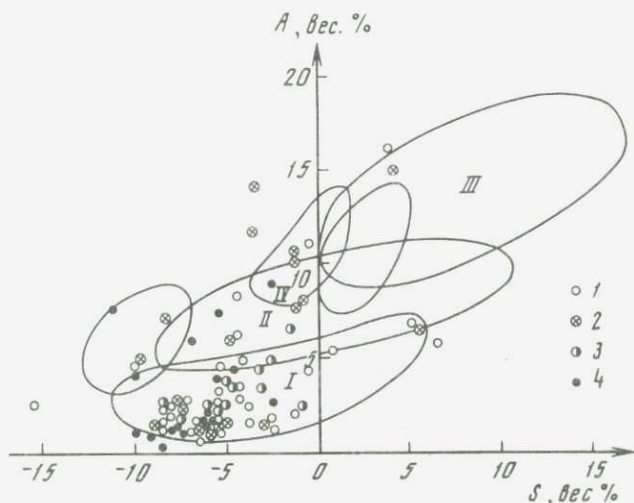


Рис. 19. Диаграмма А-S для ультрамафитов Южной Ферганы

Массивы и тела: 1 — Канские, 2 — Сарталинские, 3 — Карачатырские, 4 — Абширские; поля модельных составов: I — гарибургитов, II — лерцолитов; III — верлитов, IV — пикритов

единого мафит-ультрамафитового расплава в результате его кристаллизационной дифференциации. Однако большинство исследователей (Я.С. Висьневский, В.В. Баранов, Э.В. Пояркова и др.) относят габброиды к более поздним образованиям. К такому же выводу пришел и Ф.П. Леснов [48], изучавший ультрамафиты и габброиды Сарталинской полосы, которые он предлагает рассматривать в составе единого полигенного и полихронного базит-гипербазитового плутона,

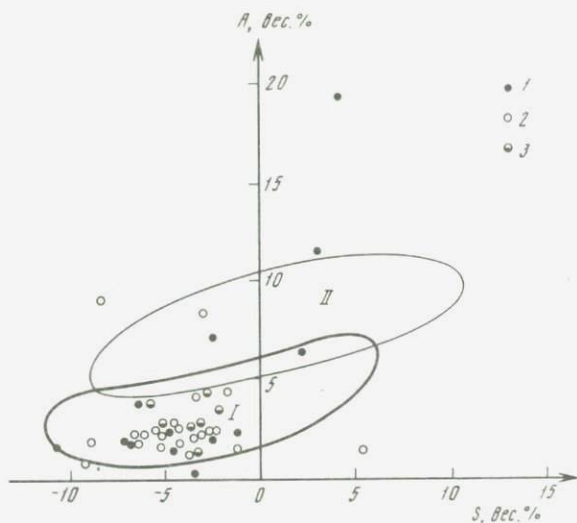


Рис. 20. Диаграмма А-S для ультрамафитов Атбаш-Хантенгрийской и Каттармай-Ягнобской рифтовых зон

Массивы и тела: 1 — Атбашинские, 2 — Джангджирские, 3 — Южно-Нуратинские; поля модельных составов: I — гарцбургиты, II — лерцолиты

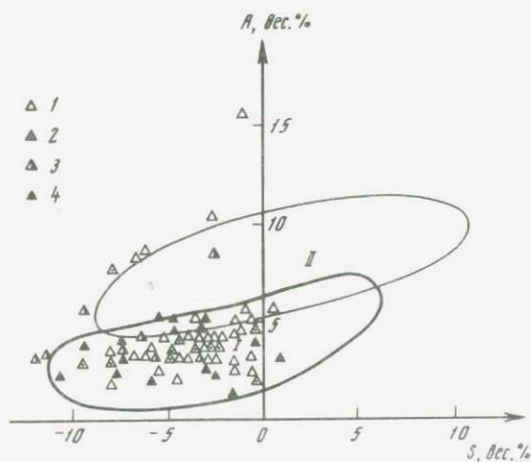


Рис. 21. Диаграмма А-S для ультрамафитов Южного Гиссара и Северного Памира

Массивы и тела: 1 — Дарвазские, 2 — Висхарвские, 3 — Ванчские, 4 — Кундаджуазские; поля модельных составов: I — гарцбургиты, II — лерцолиты

сформировавшегося в течении нескольких самостоятельных этапов магматической деятельности.

Альпинотипные ультрамафиты быстро развивавшихся эвгеосинклиналей распространены в Султануиздаге, Южном Гиссаре (Мечетлинская зона) и Северном Памире (Калайхумб-Сауксайская и западная часть Дарваз-Сарыкольская зоны).

В Султануиздагской зоне альпинотипные ультрамафиты и габброиды образуют в хр. Султануиздаг две субширотные и одну субмеридиональную полосы в зонах Султануиздагского и Урусайского глубинных разломов. Всего здесь известно более 80 небольших пластобразных и линзовидных тел серпентинитов, габбро и габбро-амфиболитов, суммарная площадь выходов которых составляет около 45 км², из них габброиды — 20—22 км². Почти все эти тела залегают субсогласно с вмещающими базальтоидами каракудукской свиты (D₁?) и вместе с ними испытали смятие и катаклиз. Контакты серпентинитов и габброидов с вмещающими породами тектонические, часто сорванные и затусованные поствагматическими процессами. Возраст ультрамафитов Султануиздага условно принимается как раннедевонский. О.А. Ким [91] считает, что каракудукская свита вместе с ультрамафитами и габброидами образует офиолитовую ассоциацию и находится в аллохтонном залегании, возраст ее он определяет как поздний рифей.

Ультрамафиты представлены главным образом апогарцбургитовыми серпентинитами, реже серпентинизированными дунитами и пироксенитами, среди габброидов преобладают габбро-амфиболиты. Серпентиниты преимущественно имеют антигоритовый состав, реже встречаются бастит-хризотил-антигоритовые и хризотил-лизардитовые разности. Серпентиниты в значительной степени подверглись карбонатизации, лиственизации и оталькованию, а габброиды — амфиболитизации, хлоритизации и цоизитизации. На отдельных участках обнажается кора выветривания ультрамафитов мощностью от 5—10 до 50—70 м, представленная интенсивно ожелезненными и окремненными выветрелыми серпентинитами, бирбиритами, антофиллитовыми и актинолит-тремолитовыми породами.

В Мечетлинской зоне альпинотипные ультрамафиты слагают Кундаджуазский массив (4×0,3—0,7 км) и несколько мелких линзовидных крутопадающих тел размером до 80×450 м (общая площадь выходов около 0,6 км²), которые расположены на южных склонах Гиссарского хребта и локализованы в зоне Мечетлинского глубинного разлома. Для них характерны тектонические взаимоотношения с вмещающими базальтоидами каратагской свиты (C₁), а также кислыми вулканитами вахшиварской свиты (C₁) и вулканогенно-терригенной толщей (C₂). Иногда они прорываются дайками гранит—порфир—апофизами Мечетлинского гранитоидного массива (C₂).

Ультрамафиты представлены апогарцбургитовыми серпентинитами, преимущественно бастит-хризотил-лизардитового, реже хризотил-антигоритового и антигоритового состава. В западном висячем боку Кундаджуазского массива обнажается шток габбро площадью около 0,3 км². Габбро по составу амфиболовое, прорывает серпентиниты и имеет с ними интрузивные взаимоотношения (зоны закалки, ксенолиты серпентинитов в габбро). Серпентиниты на контакте подверглись карбонатизации и оталькованию, а габбро — амфиболитизации и сосюритизации.

Возраст альпинотипных ультрамафитов Мечетлинской зоны, которые рассматриваются в составе кундаджуазского и гулхасского комплексов, условно принимается как раннекарбоневый.

В Северном Памире известно более 50 массивов и тел альпинотипных ультрамафитов, слагающих протяженные (от 5—6 до 75 км) полосы и цепочки шириной от первых сотен метров до 2—3 км в Дарвазском хребте, в долинах рек Пяндж, Висхарв, Пшихарв, Ванч и др. В Калайхумб-Сауксайской зоне их выходы располагаются в зоне Висхарвского глубинного разлома на границе с Курговатским срединным массивом в тесной ассоциации с синхронными по времени раннекаменноугольными вулканидами толеит-базальтовой, базальт-липаритовой и липаритовой формаций, прорывая гнейсы, кристаллические сланцы и мраморы шодакской свиты (PR₁) и терригенные отложения висхарвской свиты (V?—PZ₁). Крупные габбро-перидотитовые Кеврон-Джарфский и Висхарвско-Дархарвакский интрузивы представляют собой крутопадающие пластообразные тела как с тектоническими, так и интрузивными контактами. Контактные ореолы шириной до 50—70 м представлены в сланцах кордиерит-биотитовыми, гранат-кордиерит-биотитовыми, гранат-биотитовыми и другими роговиками, а в карбонатных породах — тремолитовыми мраморами и мономинеральными актинолитовыми породами. Термодинамические расчеты показывают, что такие роговики могли образоваться под воздействием ультраосновного расплава, температура которого была не менее 850—1000° [41, 98].

В Дарваз-Сарыкольской зоне тела ультрамафитов прослеживаются вдоль правобережья реки Ванч в зонах Уйбулакского и Ванч-Акбайтальского глубинных разломов. Они представлены серией крутопадающих линз и пластообразных тел размером от нескольких десятков квадратных метров до 5 км² (Бунайский массив), залегающих в основном субогласно с зеленокаменными базальтами, песчаниками и известняками рохарвской (V?—PZ₁) и техарвской (C₁? или P?) свит. Контактные взаимоотношения ультрамафитов с вмещающими породами, как правило, неотчетливые, большей частью тектонические, однако нами установлены также активные интрузивные контакты Нижнетехарвского и Бунайского массивов с зеленокаменными сланцами, которые в ореоле шириной до 10 м превращены в гранат-кордиеритовые и биотит-кордиеритовые роговики [98].

Все массивы и тела альпинотипных ультрамафитов Северного Памира, как и Южно-Тяньшаньского пояса, сложены преимущественно апогарцбургитовыми серпентинитами различного состава (преимущественно хризотил-лизардитовыми, реже антигорит-хризотил-лизардитовыми), лишь в центральных частях наиболее крупных массивов встречаются реликтовые слабо серпентинизированные перидотиты, а в краевых частях — габброиды, метаморфизованные до амфиболитов и габбро-амфиболитов, реже мелкие линзы и жилы родинитов. Дуниты и верлиты достоверно не установлены, и лишь единичные химические анализы серпентинитов отвечают составу лерцолитов.

Химизм серпентинитов Южного Тянь-Шаня и Северного Памира изучен слабо. Имеются всего около 200 химических анализов ультрамафитов, которые позволяют лишь в первом приближении дать их петрохимическую характеристику. Сравнительный анализ состава серпентинитов и главных петрографических разновидностей альпинотип-

ных ультрамафитов свидетельствует в пользу представлений об изохимичности процесса серпентинизации пород [30]. В общем этот процесс как в эвгеосинклинальных, так и рифтовых зонах проходил почти идентично и сопровождался некоторым снижением содержания MgO и SiO_2 при сохранении постоянным отношения MgO/SiO_2 и ростом — H_2O^+ .

Химизм наиболее распространенных в Средней Азии апогарцбургитовых серпентинитов довольно однообразен и в различных ее регионах характеризуется исключительным сходством; для них присущи содержания (вес.%): SiO_2 — 36—42, MgO — 33—40, весьма низкая титанистость (менее 0,1) и щелочность (менее 0,1—0,2), при отношении Na_2O/K_2O от 1:1 до 10:1 и более). В общем петрохимические особенности говорят об их однородности и весьма слабой дифференциационной способности родоначальной ультраосновной магмы. Существенно они различаются лишь по содержанию железа и критерию Хесса.

Наиболее высокие содержания железа, в пересчете на закись, характерны для серпентинитов Султануиздага (FeO'_{cp} — 8,4%) и Южной Ферганы (FeO'_{cp} — 7,3%); в быстро развивавшихся эвгеосинклиналях Южного Гиссара и Северного Памира, а также в рифтовых зонах содержание железа в серпентинитах значительно снижается (FeO' — 6,5—6,7%).

По одному из важнейших петрохимических параметров — критерию Хесса MgO/FeO' [100] — альпинотипные ультрамафиты Средней Азии относятся, согласно классификации О.М. Глазунова [30], к магнезиальному типу (в 80% проб коэффициент Хесса превышает 7,6). По этому критерию ультрамафиты Султануиздага и Южной Ферганы почти идентичны и отличаются от океанических его повышенным значением.

В целом следует отметить, что альпинотипные ультрамафиты Южного Тянь-Шаня по химическому составу близки породам верхней мантии, отличаются от них довольно низкими содержаниями легкоплавких литофильных элементов (Ti, Ca, Na, K) и аналогичны альпинотипным ультрамафитам других регионов Советского Союза, характеризуясь пониженной магнезиальностью и кремнеземистостью, что, по-видимому, объясняется процессами почти полной их серпентинизации. В то же время они имеют некоторые общие черты с океаническими перидотитами [49, 52, 90].

В геохимическом отношении, по содержанию отдельных элементов, серпентиниты Южного Тянь-Шаня и Северного Памира во всех эвгеосинклинальных и рифтовых зонах также характеризуются значительным сходством. Наиболее типичные элементы ультраосновных пород — хром, никель и кобальт — присутствуют во всех разновидностях ультрамафитов, но если содержания первых соответствуют кларковым или превышают их в 1,5—2 раза, то содержания кобальта повсеместно в 2—3 раза ниже их.

Для серпентинитов Султануиздага характерны значительные концентрации бария, стронция и повышенные — золота, что сближает их с серпентинитами Букантау и Тамдытау. В серпентинитах Юж-

ной Ферганы и рифтовых зон содержания бария и стронция хотя и превышают кларковые значения, но в десятки раз ниже, чем в серпентинитах Западного Узбекистана. Кроме того, в серпентинитах Южной Ферганы отмечаются повышенные концентрации ртути, которые увеличиваются до промышленных содержаний в лиственитах, что, по-видимому, свидетельствует о мантийном первоисточнике ртути в этом районе.

Концентрации остальных элементов близки к кларковым величинам, за исключением титана, содержания которого повсеместно в 2—3 раза превышают кларковые.

Минерагенический облик альпинотипных ультрамафитов Средней Азии характеризуется в первую очередь платиновой, хромитовой, сульфидно-медно-никелевой и хризотил-асбестовой минерализациями, которые, однако, не образуют промышленных концентраций. С постагматическими образованиями (листвениты, родингиты и др.) и корой выветривания ультрамафитов связаны проявления талька, магнезита, силикатного никеля, ртути и полудрагоценных камней (опал, халцедон, аметист, рубин, демантоид). Для ряда массивов Южной Ферганы и Атбаши-Джангджира установлена рассеянная платиновая минерализация, которая иногда концентрируется в аллювиальных отложениях.

Метабазальт-метаандезит-метадацитовая формация

Эта формация характерна для ранней стадии длительно развивавшейся геосинклинали, заложившейся в раннем палеозое на коре переходного типа (Южно-Гиссарская зона). Ее составляют два ($E-O_2$ и O_3-D_2) метаморфических комплекса, содержащие метавулканыты [70]. Х.Т. Туляганов и Б.В. Яскович [91] считают возраст амфиболитов Южного Гиссара более древним ($PR_{1-2}-E_1$) и коррелируют разрезы Южного Гиссара и Байсунской зоны, выделяя в них преимущественно вулканогенные части, соответствующие вулканитам основного (внизу), среднего и кислого состава (в средней части разреза). В нижнепалеозойском комплексе развиты амфиболиты, возникшие за счет вулканитов основного состава (сарытузская свита), а также сланцы по вулканитам среднего и кислого состава (хандизинская свита). Это мезо- и меланократовые породы с нематогранобластовой или гранобластовой структурой, сложенные (в %): олигоклазом — 25—40, обыкновенной роговой обманкой — 35—70, эпидотом — до 15, кварцем — до 20, с небольшой примесью слюды; акцессорные минералы — сфен, апатит, циркон и магнетит.

В составе ранне-среднепалеозойского комплекса метавулканыты основного, среднего и кислого состава широко развиты преимущественно в нижней и средней части разреза: алмалынская — (O_3) и мастоватская (S_1) свиты. Они преобразованы в эпидот-амфиболовые, хлорит-амфиболовые, кварцево-слюдистые сланцы и порфириды, часто с реликтами первичных минералов и структур, свидетельствующие об их вулканогенной природе.

Наиболее распространенные эпидот-актинолитовые и хлорит-актинолитовые сланцы характеризуются нематогранобластовой структурой

и состоят из мелких (0,05—0,3 мм), удлинённых по сланцеватости зерен кварца, альбита, эпидота и хлорита, среди которых рассеяны многочисленные (30—60%) субпараллельно ориентированные игольчатые выделения актинолита. Реже отмечаются чешуйки хлоритизированного биотита и скопления карбоната. Количественные соотношения этих минералов обуславливают разновидности пород. Из аксессуаров в них установлены мартитизированный магнетит, гематит, сфен, циркон и апатит.

В этих породах местами сохранились реликтовые порфириновая и кристаллокластическая структуры и миндалекаменная текстура, свидетельствующие об их первоначально вулканогенной природе. Вкрапленники в них представлены роговой обманкой (0,5—2 мм), обычно почти нацело замещённой актинолитом или агрегатом мелкозернистого хлорита, эпидота, рудного минерала, кварца и карбоната, а также интенсивно сосюритизированным и альбитизированным плагиоклазом. Миндалины обычно выполнены кальцитом, реже в ассоциации с эпидотом, хлоритом, кварцем и альбитом. Судя по отмеченным особенностям, эти сланцы образовались за счёт спилитов и туфов основного состава.

Кроме этих пород, в разрезах толщи обнаружены менее изменённые спилиты и базальты. Это — порфириновые породы с вкрапленниками (25—30%) плагиоклаза, роговой обманки и пироксена, замещённых вторичными минералами. Основная их масса, интерсертальная или пилотакситовая, состоит из продуктов замещения — актинолита, лейст альбита с обильной примесью эпидота, пелитоморфного карбоната, лейкоксена и рудной пыли. Миндалины выполнены кальцитом с мелкозернистыми эпидот-хлоритовыми оторочками.

Кислые вулканогенные породы широко распространены также в нижней и средней части разреза, они ассоциируют с вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами. В большей части вулканыты рассланцованы и преобразованы в порфириды с реликтовой порфириновой структурой. Вкрапленники в них катаклазированы и представлены линзовидными гломеробластовыми скоплениями зерен кварца, а также серицитизированного и альбитизированного плагиоклаза. Главная масса — микролепидогранобластовая, существенно мусковит-кварц-полевошпатовая с примесью хлорита, эпидота и кальцита. Наиболее изменённые разности порфиридов почти не отличаются от слюдястых сланцев, а менее изменённые — сохраняют все черты исходных липаритов и их туфов. Весь ряд метаморфических преобразований вулканытов, вплоть до превращения их в сланцы, нередко прослеживается в пределах одного слоя. Наименее изменённые липариты содержат до 30% вкрапленников (размером до 3 мм) олигоклаза и реже кварца. Основная масса — кварц-полевошпатовая с размерами зерен до 0,1 мм. Аксессуарные минералы представлены магнетитом и цирконом.

Амфиболиты раннепалеозойского комплекса соответствуют базальтам, андезитам, дацитам [70]. Базальты — как нормального, так и субщелочного ряда, при этом переход от пород одного ряда в другой осуществляется постепенно (рис. 22). Субщелочные разности пород

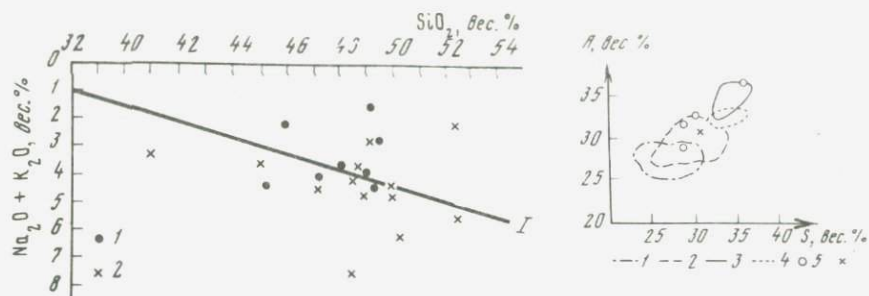


Рис. 22. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для базальтов Южно-Гиссарской зоны (метабазальт-метаандезит-метадацитовая формация)

Свита: 1 — сарытузская, 2 — алмалынская и маставатская; I — линейная дискриминантная функция, разделяющая базальты нормального и субщелочного рядов

Рис. 23. Диаграмма A-S для базальтов Южно-Гиссарской зоны (метабазальт-метаандезит-метадацитовая формация)

1—4 — см. рис. 16; свиты: 5 — сарытузская, 6 — алмалынская

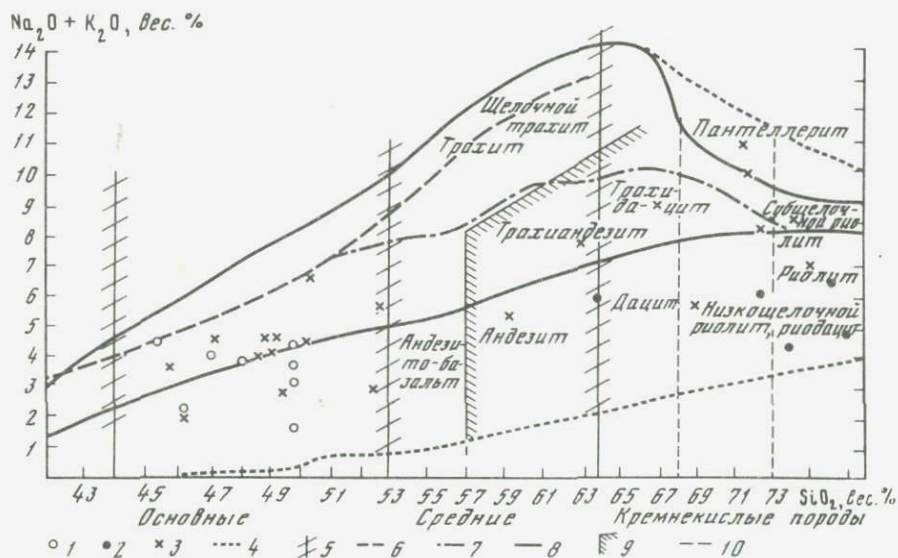


Рис. 24. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для ранне-среднепалеозойских вулканитов Южно-Гиссарской зоны (метабазальт-метаандезит-метадацитовая формация)

Свиты: 1 — сарытузская, 2 — алмалынская, 3 — маставатская; 4—10 см. рис. 1, (1—7) [21]

умеренно- и высокоглиноземистые, а нормального ряда — низко- и умеренно-глиноземистые, и те и другие калий-натриевой серии, лейко- и мезократовые. На диаграмме A-S (рис. 23) базальты нормального ряда соответствуют толеитам и лейкобазальтам.

Кремнекислые разности метавулканитов относятся исключительно к

породам нормального ряда. Они умеренно-глиноземистые, калиевой и калий-натриевой серий.

Метабазиты ордовик-силура — породы нормального и субщелочного рядов, с постепенными переходами (см. рис. 22). Это умеренно-глиноземистые и в основном калий-натриевой серии мезократовые породы. Базальты нормального ряда на диаграмме $A-S$ (см. рис. 23) находятся в поле собственно толеитовых базальтов, а субщелочного — тяготеют к субщелочным оливиновым базальтам и лейкобазальтам. В средних и кремнекислых разностях наблюдается увеличение щелочей вплоть до появления щелочных эффузивов наряду с риолитами нормального ряда.

Сравнение химических составов вулканитов кембрий-ордовика и ордовик-силура (рис. 24) показывает, что базальты дают общее поле, при этом более древние базальты тяготеют к области распространения пород нормального ряда, в более молодые — субщелочного. В средних и кремнекислых разностях эта особенность становится еще более четкой; кембрий-ордовикские эффузивы Гиссара представляют собой породы нормального ряда, а ордовик-силурийские — субщелочного, щелочного.

Липаритовая формация

Включенные в эту формацию раннекаменноугольные вулканиты, развитые в Байсунской зоне, обусловливаются тем типом вторичных геосинклиналей, которые закладывались на коре с четкими признаками наличия гранитного слоя. Они образуют в юго-западных отрогах Гиссарского хребта зойскую и вахшиварскую свиты, которые сохранились в крупной кольцевой структуре, опоясывающей выходы донижнекаменноугольных пород хребтов Сурхантау, Байсунтау, и Чакчар. В пределах этой структуры вулканиты сосредоточены в небольших грабенообразных погружениях (вулканотектонических депрессиях): Чакчарском, Карасанском, Кызылсайском, Кызылдарьинском, Яккабагском, Аксуйском, Хандизинском и др.

Наиболее ранние горизонты вулканитов повышенной основности в юго-западных отрогах Гиссарского хребта представлены лавами, туфолавами и туфами андезитов и андезито-дацитов, обладающими признаками подводного излияния. Они обычно приурочены к низам вулканогенных толщ и количественно преобладают среди эффузивов зойской свиты. Встречаясь внутри пачек кислых туфов, они начинают разрезы серий, отвечающих импульсам вулканизма. Это темные породы с зеленоватым оттенком, порфиристые, иногда с миндалекаменной текстурой. Вкрапленники составляют от 5 до 30% объема породы и представлены гипидиоморфными выделениями разложенных плагиоклазов, роговой обманки и реже биотита. Структура основной массы пилотакситовая, переходящая в диабазовую или аллотриоморфнозернистую. В ней различаются микролиты плагиоклаза и продукты разложения стекла. Миндалины (до 1 см) выполнены кальцитом и хлоритом, иногда в ассоциации с альбитом и эпидотом. Туфы состоят из обломков описанных лав, сцементированных хлорит-рудной массой

Химические анализы этих пород в опубликованных работах не

приводятся, однако имеется указание А.В. Покровского [70], что по химическому составу они приближаются к трахидолеритам и трахибазальтам натриевой серии.

Кислые разности вулканитов представлены туфами, игнимбритами и субвулканическими телами, варьирующими по составу от дацитов до липаритов. Ими сложены мощные пачки верхней части зойской свиты, несущие обычно, но не исключительно черты наземных извержений. Их подробная петрографическая характеристика приведена в монографии Т.Н. Далимова [31].

Химические же анализы вулканитов юго-западных отрогов Гиссарского хребта свидетельствуют о принадлежности пород к нормальному ряду калий-натриевой серии и весьма высокоглиноземистым разностям, т.е. являются наиболее распространенным типом кислых вулканитов.

С вулканитами липаритовой формации (зойская свита) связаны колчеданно-полиметаллические формации [64] (месторождения Хандиза, Южный Карасан, Сулукуль и др.). В рудах, помимо главных компонентов (свинец, цинк, медь), заслуживают практического интереса некоторые другие элементы-примеси: висмут, кадмий, германий, теллур, селен, индий и др.

Проявления кварц-карбонат-галенит-сфалеритовой рудной формации, наиболее распространенной в Якабагских горах (Уолсах, Айжур), приурочены к вахшиварской свите, где они представлены зонами прожилково-гнездовой минерализации, не представляющей практического интереса.

* * *

Магматизм поздней стадии широко развит в эвгеосинклиналиях, где представлен исключительно вулканической формой с продуктами, значительно изменяющимися по составу. В целом характер изменения пород соответствует гомодромно развивающемуся базальт-андезит-дацит-липаритовому ряду, но с разным характером ритмичности, которая обусловила выделение значительного числа вулканогенных формаций, часть из которых для удобства описания объединены в базальт-андезит-дацит-липаритовый формационный тип. В геосинклиналиях, заложившихся на коре переходного типа вулканизм поздней стадии проявился весьма ограниченно, а во вторичных геосинклиналиях отсутствовал.

Базальт-андезит-дацит-липаритовый формационный тип

Объединяет формации, продукты которых сформировались в позднюю стадию как длительно, так и быстро развивавшихся эвгеосинклиналией. Они характеризуются комплексом пород от основного до кислого состава нормального, субщелочного и реже щелочного рядов преимущественно натриевой и калий-натриевой серий, более высоким, чем породы ранней стадии, эксплозивным индексом (≥ 50), зеленокаменным перерождением пород, сформировавшихся в водной среде, а также пространственной сопряженностью с metabазальтовой

и толеит-базальтовой формациями по отношению к которым они моложе, разделены перерывом и несогласием.

В Букантау-Карачатыр-Алайской структурно-формационной зоне с запада на восток выделяются следующие формации рассматриваемого типа: базальт-андезит-дацитовая (Северный Букантау), базальт-андезит-альбитофировая, базальт-трахибазальт-трахитовая (Северный Тамдытау), базальт-андезит-альбитофировая, базальт-трахиандезит-трахитовая (Нуратау), трахибазальт-андезит-дацит-альбитофировая (южный склон Алайского хребта). Они сосредоточены в шести вулканогенных свитах (см. табл. 2) ордовик-силурийского возраста. В Северном Букантау базальт-андезит-дацитовая формация развита в объеме тубабергенской свиты. Базальты преобладают в этой свите (до 60% объема) и представлены порфиrowыми и афировыми разностями с миндалекаменной, участками перлитовой текстурой, наблюдаются шаровые крученые и агломератовые лавы. Порфиrowые базальты содержат фенокристаллы исключительно плагиоклазов, достигающих 1 см в поперечнике, а по объему составляющих 30—35%. Их центральные зоны обычно замещены вторичными минералами (хлорит, серицит, карбонат), а периферические представлены альбитом. Афировые базальты имеют вариолитовую или интерсертальную структуру, основу которой также составляют плагиоклазы, а в промежутках — продукты замещения вулканического стекла: сфен, хлорит, карбонат и пылевидные частички рудного минерала. По текстурам и сложению различаются базальты прижерловой и жерловой фаций. Так, по мере приближения к жерлу размеры и количество миндалин заметно увеличиваются. Изменяется и состав их выполнения: в удаленных зонах — это карбонат и хлорит, а в прижерловой — альбит и кварц. Для прижерловой фации характерны подушечные и шаровые лавы. Жерловую фацию характеризуют шаровые брекчии, в которых "шары" размером от 10 до 40 см уплощены вертикально. Они состоят из базальтов разных структур и сложения. Наиболее типична "двойная" интерсертальная структура, т.е. лейсты плагиоклаза размером более 1 мм образуют каркас, промежутки которого заполнены агрегатом плагиоклаза (менее 1 мм) с интерсертальной структурой и включениями продуктов разложения вулканического стекла — хлорита, эпидота, карбоната, лейкоксена.

Кроме базальтов, в составе рассматриваемой формации имеются андезиты и дациты, составляющие не более 10% от общего объема вулкаников. Структура этих пород порфиrowая, с микролитовой основной массой. В фенокристаллах в основном кислый плагиоклаз, реже амфибол и биотит, нацело замещенные хлоритом и погруженные в кварц-альбитовую массу.

Субвулканическая фация представлена диабазами, габбро-диабазами, андезитами и андезито-дацитами, образующими дайки и межпластовые тела. В диабазах первичные минералы почти не сохранились, плагиоклазы сосюритизированы, цветные минералы разложены и замещены хлоритом, карбонатом, лейкоксом. Тем не менее, судя по формам минералов и продуктам замещения, можно определить, что они принадлежат лейкократовым разностям. Андезиты и андезито-

дациты имеют микролитовую, микропризматически-зернистую и бостонитовую структуру и состоит (в %) из альбитизированного плагиоклаза — 60—70, кварца — 20—10 и чешуй хлорита — 15—20.

Значительную часть вулканогенной толщи составляют туфолавы, туфоалевролиты, пепловые туфы, тефroidы.

По химическому составу различаются породы нормального и субщелочного рядов, важнейшие петрохимические характеристики которых свидетельствуют о том, что базальты нормального ряда соотносятся с толеитовым натриевой серии и умеренной глиноземистости. Субщелочные их разности имеют калий-натриевую сериальность, умеренную и высокую глиноземистость, они лейко- и мезократовые, т.е. петрохимические характеристики вулканитов субщелочного ряда более изменчивые, чем у пород нормального ряда.

Северный Тамдытау — район, в котором вулканиты рассматриваемого формационного типа представлены породами нормального, субщелочного и щелочного рядов, образующими две вулканогенные свиты — елемесацинскую и кушкумбайскую (обе O—S).

Лавы базальтов принадлежат первой из них. Они афировые, с метельчатой структурой и миндалекаменной текстурой; миндалины составляют до 20% от объема породы и выполнены хлоритом и карбонатом. Породы изменены — плагиоклаз альбитизирован, а по стеклу развивается хлорит и карбонат. Кроме лав, в этой свите широко развиты кластолавы и туфы, характерной особенностью которых является большое разнообразие состава и структур пород в обломках. Для пород характерны афировая, порфировая, сериально-порфировая, пилотакситовая, интерсертальная, гиалопилитовая, трахитоидная структуры и однородная, такситовая, миндалекаменная, флюктуационная текстуры. В соответствии со структурой и текстурой, кроме базальтов, в свите различаются как в обломках, так и в виде потоков андезито-базальты, спилиты, трахиандезиты, трахиты.

Кушкумбайская вулканогенная свита сложена в основном пирокластическими фациями вулканитов и нормально обломочными породами, находящимися в ритмичном чередовании. В резко подчиненном количестве присутствуют эффузивы основного и среднего состава, пространственно тяготеющие к жерловому аппарату, находящемуся в бассейне сая Тамдыбулак. Базальты аналогичны описанным выше, а андезиты представлены двумя разновидностями: 1) порфировые породы с массивной или перлитовой текстурой; структура главной массы пилотакситовая, микролитовая, состоящая из мельчайших лейст альбита, скрепленных хлоритизированным вулканическим стеклом; в фенокристах размером до 3 мм исключительно альбитизированный олигоклаз-андезин; 2) также порфировые, существенно роговообманковые породы с микролитовой структурой главной массы. Фенокристы в них представлены табличками нередко зонального (лабрадор — в центре, альбит — по периферии) плагиоклаза и шестоватыми кристаллами обыкновенной роговой обманки. В главной массе, кроме лейст альбита, в хлоритизированном вулканическом стекле различаются мелкие зерна лейкоксена и рудного минерала.

Жерловая фация также представлена андезитами, но они имеют подушечное сложение, блоковую трещиноватость, характерную для интрузивов, а на поверхности — скорлуповатую отдельность, типичную для вулканических бомб.

Химический анализ вулканитов Северного Тамдытау показал большое их разнообразие как по основности, так и по щелочности.

Базальты составляют значительный объем пород, щелочность которых позволяет разделить их на нормальные, субщелочные и щелочные. К первым относятся базальты с метельчатой структурой, гиалокластиты и некоторые лейкобазальты с гиалопилитовой структурой как елемесащинской так и кушкумбайской свиты. Эти базальты на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис. 25) находятся выше линейной дискриминантной функции, но с явной тенденцией приближения к ней. На диаграмме $A-S$ (рис. 26) они ложатся в поле собственно толентовых базальтов, которые в соответствии с другими петрохимическими характеристиками относятся к натриевой серии, умеренно- и высокоглиноземистым разностям, а по фемичности — мезо- и лейкократовые.

Эти базальты по мере возрастания кремнезема (рис. 27) постепенно сменяются породами среднего и кремнекислого составов, образуя ряд, в котором основные представители относятся к елемесащинской свите, а средние и кислые — к кушкумбайской. Субщелочной ряд также составляется из пород упомянутых свит, но завершается трахиандезитами, и только щелочной ряд состоит исключительно из вулканитов елемесащинской свиты. Он так же, как и предыдущий ряд, не имеет кремнекислых разностей и завершается трахитами. Эти особенности эволюции вулканизма наглядно выражаются на тройной диаграмме (рис. 28) в виде двух параллельных кривых (в координатах AFM), смещенных относительно друг друга, одна из которых соответствует нормальному ряду пород, а другая — щелочному. Положение кривой, соответствующей субщелочному ряду пород, отражает определяющую роль магнезии в изменении состава расплава от нормального к щелочному. В координатах CNK упомянутым рядам соответствуют три параллельные кривые, указывающие на то, что поокисление расплава неизменно сопровождалось увеличением содержания натрия, тогда как со скачкообразным возрастанием калия связано появление субщелочного и щелочного рядов пород, в пределах которых возрастание кремнезема происходило при практически постоянном содержании калия.

Вулканиты довольно широко распространены также на территории Северного Нуратау, но из-за интенсивных тектонических нарушений не имеют полных, нормальных разрезов и площадей развития, а встречаются фрагментарно, в виде изолированных тектонических клиньев, пластин и блоков в объеме чимкурганской свиты, возраст которой определен В.Д. Чехович [91] как раннесилурийский. На отдельных участках нам удалось установить различную фациальность вулканитов и гомодромную последовательность изменения продуктов вулканизма. Выделяются эффузивная, пирокластическая, жерловая и субвулканическая фации. Эффузивная фация обычно пред-

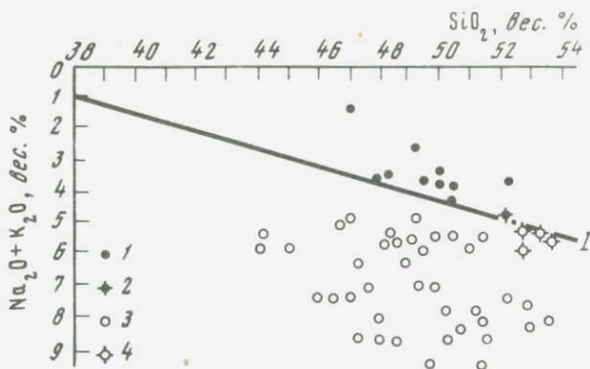


Рис. 25. Диаграмма SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для базальтов Северного Тамдытау (базальт-андезит-дацит-липаритовый формационный тип)

1 — базальты нормального ряда елемесащинской свиты, 2 — базальты нормального ряда кушкумбайской свиты, 3 — базальты субщелочного ряда елемесащинской свиты, 4 — базальты субщелочного ряда кушкумбайской свиты; I — линейная дискриминантная функция, разделяющая базальты нормального и субщелочного рядов

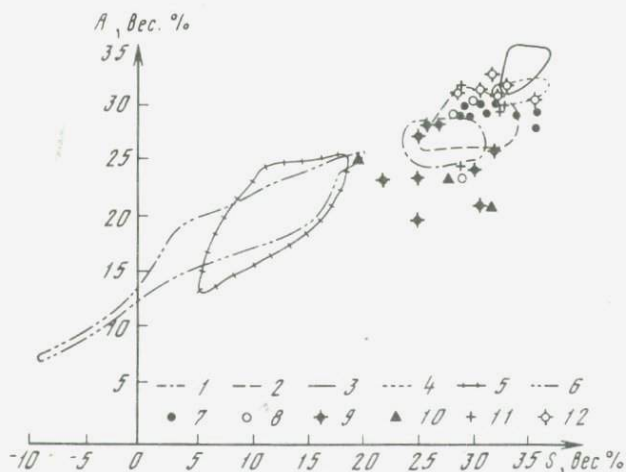


Рис. 26. Диаграмма A — S для позднегоосинклиналиных базальтов Южного Тянь-Шаня (базальт-андезит-дацит-липаритовый формационный тип)

1—6 см. рис. 5 [21]; свиты: 7 — елемесащинская (Северный Тамдытау), 8 — тубабергенская (Северный Букантау), 9 — чимкурганская (Северный Нуратау), 10 — буратбулакская (Южный Нуратау), 11 — чонкойская, дедебулакская (северные склоны Алайского хр.), 12 — шейхджейлинская (Султануиздаг)

ставлена базальтами, реже андезитами, пирокластическая в основном туфами среднего состава, а субвулканическая — породами основного и кислого состава. Эффузивная и субвулканическая фации пород составляют не более 30% от общего объема свиты, сложенной (более 65%) пирокластами в виде туфов и тефроидов. Туфы витрокластические, литокластические, витрокристалло-кластические. Витро-

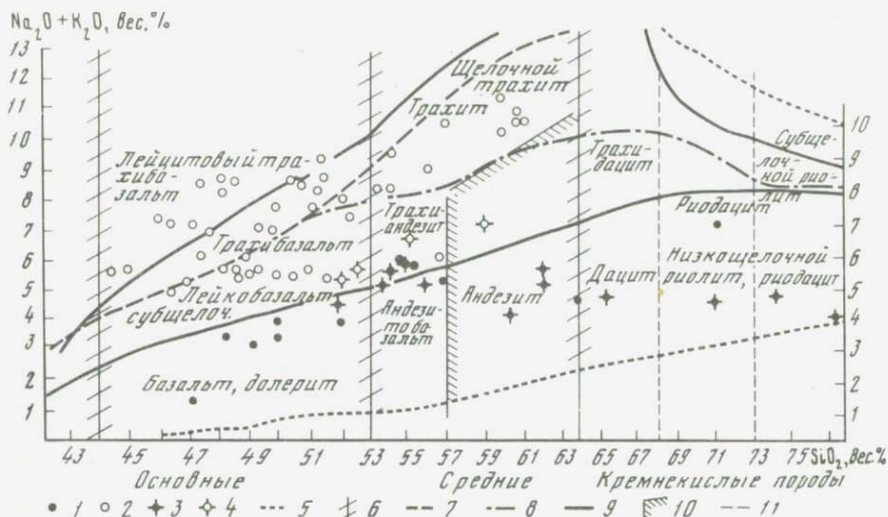


Рис. 27. Диаграмма SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для позднегеосинклинальных вулканитов Северного Тамдытау [базальт-андезит-дацит-липаритовый формационный тип]

Елемесацинская свита: 1 — породы нормального ряда, 2 — породы субщелочного и щелочного рядов; кушкумбайская свита: 3 — породы нормального ряда, 4 — породы субщелочного ряда; 5—11 — см. рис. 1 (1—7) [21]

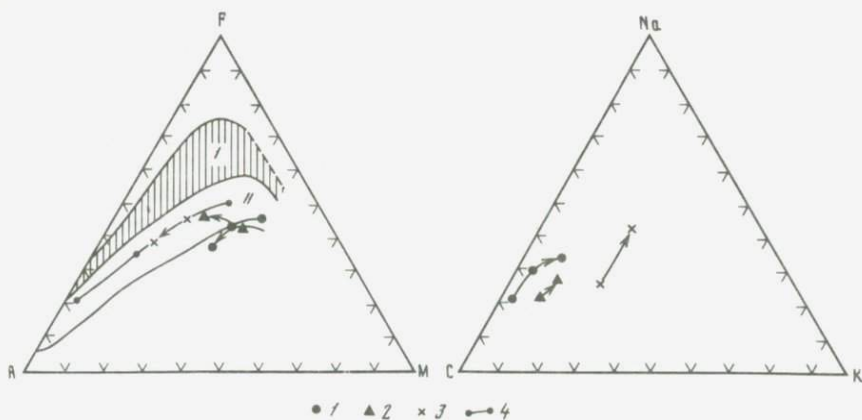


Рис. 28. Характер эволюции пород позднегеосинклинального вулканизма в Северном Тамдытау (базальт-андезит-дацит-липаритовый формационный тип)

Породы: 1 — нормального ряда, 2 — субщелочного ряда, 3 — щелочного ряда; 4 — известково-щелочная серия дифференциации по Р. Дели; стандартные типы дифференциации магмы по Х. Куно: I — пижонитовая, II — гиперстеновая серии

кластические туфы состоят из плотно прилегающих обломков рогульчатых и оскольчатых форм и вулканического стекла, замещенного продуктами разложения (хлорит-лейкоксен). В литокластических туфах обломки представлены лейкобазальтами, андезитами, трахитами, плагиопорфирами, часто с нечеткими границами или це-

ментирующиеся пленочным цементом, состоящим из хлорита, альбита и лейкоксена. В витрокристалло-кластических туфах преобладают остроугольные обломки альбитизированного плагиоклаза, значительно реже встречаются вулканическое стекло и кварц.

Тефроиды состоят из угловатых, оплавленных и окатанных обломков вулканитов разного состава и меньше — осадочных пород. Среди них различаются глубообломочные (2—5 мм), лапиллиевые (5—30 мм) и грубые (более 30 мм) разновидности. Цементом служат карбонат, хлорит, альбит и тонкая непрозрачная глинистая масса.

Эффузивы имеют довольно пестрый состав: базальты, спилиты, андезито-базальты, плагиоклазовые порфириты, гиалокластиты и редко кварцевые альбитофиры. Лавы афировые, скуднопорфировые, реже нормальнопорфировые и крупнопорфировые (15 мм). В порфировых выделениях находится почти исключительно плагиоклаз, имеющий широкотаблитчатую форму и укороченный габитус. Основная масса часто раскристаллизована и имеет спилитовую, гиалопилитовую, интерсертальную и пилотакситовую структуры, образованные лейстами альбита и продуктами разложения вулканического стекла. В некоторых разновидностях отмечаются скопления землистых масс лейкоксена.

Кварцевые альбитофиры состоят из кварц-полевошпатовой аллотриоморфно-зернистой главной массы, а в фенокристах, кроме альбитизированных полевых шпатов, отмечается и кварц.

Субвулканические образования представлены дайками и межплатовыми телами диабазов, габбро-диабазов, альбитофиров и ортофиров, которым присущи те же петрографические особенности, что и эффузивам: резкое преобладание плагиоклаза, замещенного альбитом, широкое развитие лейкоксена, но здесь часто в виде оторочек вокруг зерен титаномагнетита, шаровое сложение и миндалекаменная текстура пород. Все разновидности рассматриваемых вулканитов вне зависимости от фаціальности претерпели региональный метаморфизм.

По петрохимическому составу рассматриваемые вулканиты разделяются на основные, средние и кислые, которые выделяются в нормальный и субщелочной ряды. Количество анализов базальтов щелочного ряда преобладает, но переход в базальты нормального ряда осуществляется постепенно (рис. 29). Последние по своим петрохимическим характеристикам соответствуют оливиновым толеитам с тенденцией приближения к пикрито-базальтам (см. рис. 26). В основном базальты высокоглиноземистые натриевой и калий-натриевой серий с суммой щелочей до 4% в нормальных и 5—7% в субщелочном рядух, мелано- и мезократовые.

Средние и кислые разновидности пород также соответствуют двум рядам — нормальному и субщелочному — и отвечают калий-натриевой серии, высокоглиноземистым разновидностям в субщелочном ряду и низкоглиноземистым — в нормальном.

В Южном Нуратау вулканиты основного состава известны в Каракатау, где представлены спилитами и диабазами, обнажающимися на северных склонах гор среди терригенных осадков верхнеландоверийской буратбулакской свиты.

Это массивные породы темно-серого цвета с зеленоватым оттен-

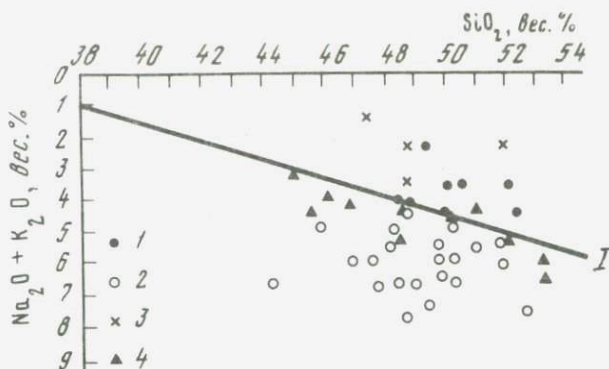


Рис. 29. Диаграмма SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для силурийских базальтов Нуратинского и северного склона Алайского хребтов

Ряды: 1 — нормальный, 2 — субщелочной (Северный Нуратау), 3 — нормальный (Южный Нуратау), 4 — чонкойская и дедубулакская свиты (Алайский хребет); I — линейная дискриминантная функция, разделяющая базальты нормального и субщелочного рядов

ком, иногда с порфировыми выделениями диопсида и плагиоклаза, составляющими не более 1—2% от общего объема породы. Преобладающий размер зерен основной массы 0,3 мм. Текстура часто миндалекаменная, а в единичных случаях — флюидальная.

Спилиты имеют интерсертальную структуру и состоят из лейст альбита, образующих канву, промежутки которой выполнены хлоритом и рудным минералом. В миндалинах — хлорит и альбит. Удьябазов структура микродиабазовая, промежутки каркаса, образованного плагиоклазом, выполнены пироксеном и продуктами замещения вулканического стекла: хлоритом, альбитом и карбонатом. В породе содержится до 0,5—1% ксеноморфных зерен рудного минерала, а также агрегатов зерен лейкоксена. Плагиоклаз в центральных частях нацело серицитизирован, а по периферии — альбитизирован. Пироксен по трещинкам часто серпентинизирован.

Кислые и средние разности эффузивов представлены подводными образованиями, которые слагают пласты среди осадочных пород буратбулакской свиты. Они образуют в горах Каракчатау линейно вытянутый пояс шириной 400—600 и протяженностью 11 км от родника Алянгауз и Дарсаия (бассейн р. Турсун) на северо-западе до р. Тюяташ-сай на юго-востоке. Мощность пластов колеблется от первых сантиметров до 2 м, а по простираию они прослеживаются от 10—20 до 750 м.

Породы имеют порфировую структуру с трахитовой, реже микролитовой структурой главной массы. Фенокристы с размерами 2—3 мм составляют не более 1% от общей массы породы и сложены исключительно полевыми шпатами. Последние имеют форму прямоугольников или овоидов, центральная часть которых представлена анортотоклазом или ортоклазом, окаймленными оторочкой альбита. Последним сложены микролиты основной массы породы, в которой, кроме того, присутствует незначительное количество стекла и много мельчайших

чешуек слюды. Из аксессуаров отмечен магнетит (с размерами $0,1 \times 0,3$ мм), скопления которого ориентированы согласно простиранию тел.

Химический состав и главнейшие петрохимические характеристики вулканитов буратбулакской свиты свидетельствуют о том, что основные разности пород относятся к нормальному ряду, но при этом некоторые базальты приближаются к прямой, разделяющей их от базальтов субщелочного ряда (см. рис. 29). Это низкоглиноземистые, мезократовые базальты натриевой серии, которые соответствуют оливковым толеитам, но с явной тенденцией к составу пикрито-базальтов (см. рис. 26). Вулканиты среднего состава отвечают трахитам, а кислого — риодацитам.

Таким образом, в одной и той же вулканогенной толще присутствуют вулканиты с гомодромной последовательностью изменения состава пород, средние представители которых относятся не к нормальному ряду, а щелочному. Эта особенность свойственна силурийским вулканитам Северного Нуратау точно так же, как и тенденция постепенного перехода оливиновых толеитов в пикрито-базальты. Одновозрастность и тождество петрохимических особенностей вулканитов Северного и Южного Нуратау указывают на идентичность вулканического процесса в этих регионах.

Палеозойский вулканизм Туркестано-Алая характеризуют улугтагский вулканогенный и вулcano-терригенные комплексы силурийского возраста, породы которых широко развиты на упомянутой территории в виде разрозненных тектонических блоков от р. Исфара на западе до Восточного Алая включительно, т.е. на протяжении почти 300 км. На юге границей их распространения служит широта $40^{\circ} 00'$, а на севере — Ферганская впадина. Улугтагский комплекс включает две пространственно сопряженные свиты, первая из которых, чонкойская, состоит из вулканитов преимущественно основного и среднего состава, а вторая дедебулакская — кислого.

Наиболее полный разрез чонкойской свиты находится на южном склоне гор Карачатыр, юго-восточнее горы Улугтаг, где низы ее срезаны разломом, а верхняя часть перекрыта вулканитами дедебулакской свиты. Сложена она лавами и лавобрекчиями основного состава. Причем последние локализуются в основном в нижней части свиты, образуя пачку мощностью 80—100 м. Обломки и связующая их масса имеют состав миндалекаменного спилита либо альбитизированного плагиопорфирита с трахитовой структурой. Выше по разрезу находятся лавы порфировых миндалекаменных базальтов и спилитов мощностью около 200 м. Вкрапленники в базальтах представлены авгитом, плагиоклазом, оливином. Основная масса либо интерсервальная, либо стекловатая — гиалопилитовая и вариолитовая.

Среди лав отмечаются маломощные (до 1 м) прослои пепловых туфов основного состава, которые вверх по разрезу сменяются более кислыми разностями пирокластов с обломками псаммитовой размерности. В покровах лавобрекчий в верхней части свиты, в обломках, кроме спидитов и лейкобазальтов, отмечаются и более кислые разности эффузивов. Вулканиты чонкойской свиты сопровождаются

субвулканическим телами диабазов и габбро-диабазов мощностью до 20 м.

В описываемом разрезе на вулканитах чонкойской свиты с небольшим несогласием залегают туфы кислого состава, относимые к дедебулакской свите. На них залегают литокластические туфы не только кислого, но и среднего состава, так как в обломках наряду с альбитизированными липаритами отмечаются спилиты и плагиопорфириты. Среди туфов отмечаются потоки лавобрекчий, имеющие наряду с нормальными стратиграфическими контактами и рвущие. Последние указывают на присутствие здесь жерловых и субвулканических фаций, представленных метаморфизованными липаритами. Мощность свиты составляет 300—400 м.

В районе пос. Баткен и восточнее М.Г. Приходько и др. (1972 г.) и В.Б. Горянов и др. (1972 г.) выделили караташскую вулканогенно-осадочную свиту, которая Т.А. Додоновой и др. (1976 г.) параллелизуется с дедебулакской свитой горы Улугтаг. В ее составе туфы, тефроиды, лавобрекчии и лавы среднего и кислого состава. Значительно реже отмечаются горизонты лейкобазальтов и их туфов. Эти породы отчетливо прорываются межпластовыми и секущими телами кварцевых альбитофиров, которые составляют группу субвулканических образований. Подобные тела отмечены А.Д. Захаровым на левобережье р. Сох (Западнее пос. Гуль). Широко простирающиеся покровы липаритов имеются и на северном склоне гор Кызылкияк шириной до 300 м и длиной 2—2,5 км. В пределах этой полосы отмечаются также субвулканические образования в виде силлов, рвущих вулканиты чонкойской свиты, и тел кварцевых альбитофиров, которые перекрываются терригенной толщей лландовери, содержащей в изобилии обломки альбитофиров.

Вулканиты кислого состава на левобережье р. Чиле, в горах Сарыташ (правобережье Исфайрамса), на западе Учкурганского пояса в долинах саев Ходжаалмааты и Ходжачаир и на других участках также отождествляются Т.А. Додоновой с раннесилурийскими эффузивами дедебулакской свиты. Они представлены разными фациями вулканитов преимущественно кислого состава.

Силурийский вулканогенно-терригенный комплекс пользуется в Туркестано-Алае довольно широким развитием. Он представлен в основном продуктами разрушения вулканитов кварц-кератофирового состава и в меньшей степени спилит-диабазового. Наряду с вулканомиктовыми отложениями в составе комплекса находятся в резко подчиненном объеме и собственно вулканогенные образования: туфы и лавобрекчии кератофиров, кварцевых кератофиров и иногда лавы основного состава в виде вариолитов. Породы комплекса встречаются в долинах рек Джилису, Акбура, Киргизата и Чиле, в районе горы Улугтаг и ряде других мест. Несмотря на большую разобщенность выходов, породы комплекса легко коррелируются благодаря характерному составу обломочного материала. Тем не менее в разных районах они включались в состав различных свит и толщ. Так, в бассейне р. Киргизата — в пульгонскую свиту (S), джилисуйскую свиту (S₂—D₁), средневенлокскую—нижнелудловскую толщу (Ждан, 1969; Клишевич,

1967; Осетров, 1965), в пределах Сартале-Баткенского пояса — к лландоверийским отложениям (Баногин, 1969), в горах Карачатыр — к нижнему—верхнему силуру; Т.А. Додонова выделяет эти образования в самостоятельный силурийский вулcano-терригенный комплекс. Характер отложений комплекса указывает на затухание вулканической деятельности к концу силура.

Таким образом, вулканическая деятельность силура в Алае имела пульсирующий характер. Намечаются три импульса, каждый из которых начинался извержением продуктов основного состава, а завершался — кислого. При этом максимальных значений объем среднего и кислого материала достиг во втором импульсе, соответственно вулканизм характеризовался и наиболее высоким значением эксплозивного индекса.

По химическому составу и основным петрохимическим характеристикам вулканыты разделяются на два ряда пород — нормальный и субщелочной. На диаграмме (см. рис. 29) базальты концентрируются вдоль или на прямой линейной дискриминантной функции, отражая постепенный переход пород из одного ряда в другой, но количество субщелочных разностей базальтов в целом преобладает. Все основные разности пород натриевой серии — высокоглиноземистые, мезократовые. Базальты нормального ряда на диаграмме в координатах $A-S$ (см. рис. 26) попадают в поле оливиновых и собственно толеитовых базальтов. Однако по мере по кислению продуктов вулканизма увеличивается доля пород нормального ряда вплоть до полного отсутствия кислых представителей субщелочного ряда. Вулканыты среднего и кислого составов также высокоглиноземистые и относятся к натриевой серии.

В Султануиздаге рассматриваемый формационный тип представлен базальт-андезит-дацит-липаритовой формацией, в которую входят несколько вулcanoгенных свит девонского возраста (шейхджейлинская, джамансайская, бешмазарская), составляющих околожерловую, промежуточную и удаленную фациальные зоны.

Первая распространена на западе и северо-востоке гор Шейхджейли и на северо-востоке хр. Султануиздаг. Она характеризуется неоднородностью пирокластических фаций, присутствием бомбовых горизонтов и потоками пузыристых и агломератовых лав, чрезвычайной изменчивостью состава и строения разрезов. Кроме того, эта зона фиксируется полями распространения лав базальтов и спилитов с миндалекаменной текстурой, из-под которых обнажаются туфы и туфогравеллиты в ассоциации с яшмами и известняками. Отложения промежуточной зоны широко развиты в западной части Султануиздага, где представлены туфами и потоками лав мощностью до 25—75 м среднего и кислого состава, а также бомбовыми горизонтами мощностью 25—30 м и редкими горизонтами кремней. Отложения удаленной зоны фиксируются в восточной части Каратау, а также в Центральном Султануиздаге. Они представлены четко ритмичными мало-мощными прослоями базальтов, андезитов и кремней, прослеживающихся на десятки километров.

Среди пород рассматриваемой формации в Султануиздаге имеются

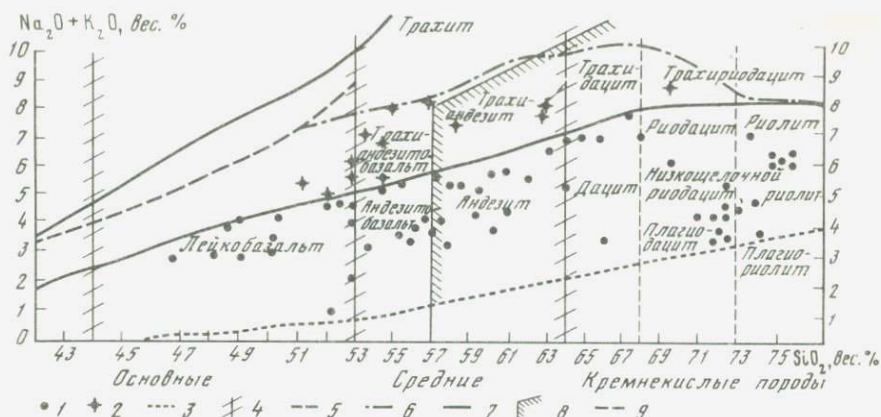


Рис. 30. Диаграмма SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для девонских вулканитов базальт-андезит-липаритовой формации Султануздага

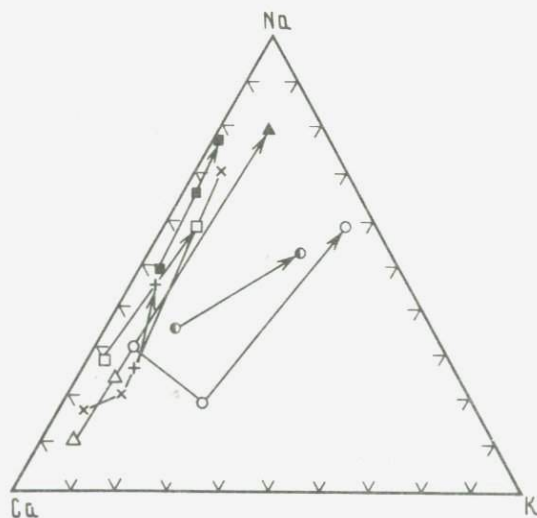
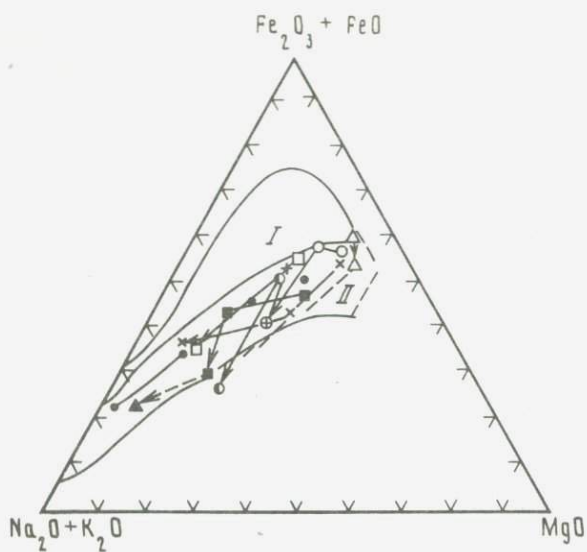
Ряды: 1 — нормальный, 2 — субщелочной; 3—9 — см. рис. 1 (1—7) [21]

базальты, андезиты, спилиты, дациты, плагиофиры и альбитофиры. Базальты имеют афировую, скуднопорфировую и порфировую структуры с гиалопилитовой основной массой, замещенной в значительной степени хлоритом и эпидотом. В фенокристах базальтов находятся в равных количествах моноклинный пироксен и соскюритизированный плагиоклаз. Широко развиты также лейкобазальты, порфировые выделения в которых представлены исключительно плагиоклазами, чаще всего альбитизированными. Главная масса этих пород обычно гиалопилитовая, иногда с трахитоидной текстурой.

Андезиты характеризуются порфировой криптокристаллической или микролитовой структурами, иногда с миндалекаменной текстурой. В фенокристах присутствуют андезин и амфибол, по которым развиваются серицит, хлорит, эпидот. Основная полевошпатовая масса в различной степени замещена хлоритом и эпидотом, а иногда вторичным амфиболом. Плагиоклазовые порфириты отличаются от вышеописанной разности в основном лишь отсутствием амфибола.

Дацииты являются наиболее кислой разностью эффузивной фации. Структура их порфировая с микрофельзитовой основной массой. В фенокристах — плагиоклаз, амфибол и кварц. При этом два первых минерала обычно нацело замещены хлоритом, эпидотом, серицитом, карбонатом. Эти же минералы развиваются и в плохо индивидуализированной кварц-полевошпатовой главной массе.

Плагиофиры, альбитофиры и кварцсодержащие альбитофиры представляют собой межпластовые субвулканические образования, располагающиеся в зонах разломов, образуя участки типа "слоеного пирога". В зальбандах тел — это плотные светло-зеленовато-серые стекловатые породы, не отличимые от эффузивов, в центральных же частях тел в зависимости от их мощности структура порфировая с фельзитовой, микролитовой, аллотриоморфнозернистой или интерсертальной структурами главной массы. Фенокристы и основная мас-



× 1 + 2 ○ 3 ● 4 △ 5 ▲ 6 □ 7 ■ 8 ● 9

Рис. 31. Тройные диаграммы, отражающие характер изменения состава вулканитов в позднегеосинклинальную стадию развития Букантау-Карачатыр-Алайской зоны (Южный Тянь-Шань)

Букантау: 1 — нормальный, 2 — субщелочной ряды вулканитов; Северный Нуратау: 3 — нормальный, 4 — субщелочной ряды вулканитов; Южный Нуратау: 5 — нормальный, 6 — субщелочной ряды вулканитов; Южная Фергана: 7 — нормальный, 8 — субщелочной ряды вулканитов; 9 — известково-щелочная серия дифференциации по Р. Дели; стандартные типы дифференциации магмы по Х. Куно: I — пижонитовая, II — гиперстеновая серии

са сложены исключительно альбитом и кварцем в разных количественных соотношениях. Для этих пород характерна катаклазированность. Из вторичных минералов наиболее интенсивно развит серицит. Субвулканические породы по структуре и составу весьма сходны с плагиигранитами более молодой габбро-плагиигранитовой формации и локализуются с ними в одних и тех же тектонических структурах, тяготея к зонам глубинных разломов.

Пирокластическая фация вулканитов представлена лито- и кристаллокластическими туфами андезитов и дацитов, причем кристаллокластические разности имеют более кислый состав за счет обломков кислых плагииоклазов и даже кварца.

Химический состав пород и их главные петрохимические свойства свидетельствуют о том, что продукты девонского вулканизма представляют собой последовательный ряд пород от базальтов до риолитов, в котором различаются две ветви — нормальная и субщелочная (рис. 30). Первая представлена всеми разновидностями: основными, средними и кислыми, а субщелочная — главным образом, породами среднего состава: трахиандезито-базальтами и трахиандезитами; трахибазальты и трахито-дациты единичные, а трахириолиты не отмечены совсем. Из других петрохимических свойств вулканитов следует отметить преимущественно натриевую сериальность, малую железистость и малую титанистость. Базальты нормального ряда на диаграмме $A-S$ (см. рис. 26) попадают в поле собственно толеитовых базальтов, реже лейкобазальтов и гиперстеновых базальтов.

В завершение описания пород базальт-андезит-дацит-липаритового типа следует отметить следующие основные их особенности: наличие гомодромно изменяющегося ряда пород, повышенную щелочность основных и средних членов ряда вплоть до появления щелочных разностей, определяющую роль калия в появлении субщелочных и щелочных разностей пород, существенно натриевый профиль щелочности вулканитов нормального ряда и калий-натриевый — субщелочного и щелочного, соответствие исключительно дифференциатам гиперстеновой серии по Х. Куно (рис. 31).

С вулканитами этого типа имеются марганцевые, медно-колчеданные (Султануиздаг) и серноколчеданные (Северный Тамдытау) рудопроявления. Последние характеризуются повышенными содержаниями цинка и наличием знаков самородного золота.

Базальт-липаритовая формация

Эта формация распространена в Зарафшано-Алайской и Калайхумб-Сауксайской зонах. В последней она представлена вулканитами фортамбекской свиты. Это мощная, более 2300 м, толща эффузивов кислого (50—60% объема) и основного (40—50%) состава. В резко подчиненном количестве (первые проценты) присутствуют известняки, сланцы и кремнистые породы. Породы формации обнажаются в бассейне р. Обихингоу, откуда прослеживаются через восточную часть Северного Памира до границы с Китаем. Возраст вулканогенных пород по находкам органических остатков C_1 , они синхронны или близки по времени образования формации натриевых базальтов и липаритовой.

Характерными чертами формации являются: переслаивание (доли метра—десятки метров) эффузивов кислого и основного состава с постепенным увеличением кислых разностей вверх по разрезу; доминирующее развитие лав среди вулканитов *основного состава* и значительное распространение (45—50%) наряду с лавами туфов кислого состава; отсутствие вулканогенных пород среднего состава. Полярность составов вулканитов и количественное соотношение их в разрезах позволили отнести эффузивы фортамбекской свиты к контрастной базальт-липаритовой формации. Условия формирования пород — морские малоглубинные.

Эффузивы основного состава — криптозернистые породы, образующие горизонты массивного или (меньше) подушечного строения. По составу они колеблются от пикрито-базальтов до андезито-базальтов, наиболее развиты базальты. При повсеместном развитии базальтов пикрито-базальты установлены только в нижней, а андезито-базальты — в средней и верхней частях формации. Структура пород афировая, редко порфировая, основной массы — офитовая, гиало-офитовая, долеритовая, иногда с элементами пойкилоофитовой, пилотакситовой. Состав породообразующих минералов: альбитизированные плагиоклазы, авгиты, салит-авгиты, редко роговые обманки, титан-авгиты. Андезито-базальты отличаются от базальтов большим содержанием плагиоклазов, присутствием первичных роговых обманок и наличием элементов пилотакситовых структур. Липариты и дациты сложены *вкрапленниками* (0—40%) кварца, плагиоклаза, редко калиевого полевого шпата, биотита и микропойкилитовым, псевдосферолитовым, фельзитовым калишпат-альбит-кварцевым базисом.

В базальтоидах обычны следующие акцессории: апатит, сфен, гранат, турмалин, ортит, пирит, халькопирит, реже встречаются рутил, циркон. Характерными акцессорными минералами кислых эффузивов являются апатит, циркон, гранат, турмалин, пирит, халькопирит, галенит, встречаются ортит, монацит, касситерит, арсенипирит.

По химическому составу породы относятся к базальтоидной и дацит-липаритовой группам. В первой из них выделяются пикрито-базальты, базальты (наиболее развиты), андезито-базальты. Это низкоглиноземистые, преимущественно низкотитанистые породы нормального ряда. Щелочность пород умеренная натриевая. В сравнении с толентовыми сериями и базальтами формации натриевых базальтов региона базальтоиды контрастной формации характеризуются несколько повышенными содержаниями магния и щелочей. Липариты и дациты — резко пересыщенные кремнеземом, низкоглиноземистые породы с умеренной калий-натриевой щелочностью.

В базальтоидах формации установлены концентрации выше кларков — Li, Zr, Be; ниже — Cu, Sr, Pb, Cr, Ni, Co, V; в кислых эффузивах повышены содержания В, As, Cu, Zr, понижены — Pb, Sr, Li, Rb, Cs, U, Th, F, Nb. С эффузивами формации связана серно- и медноколчеданная минерализация.

В Зарафшано-Алайской зоне вулканиты базальт-липаритовой формации широко развиты в пределах Зарафшанского хребта, гор Чакыл-

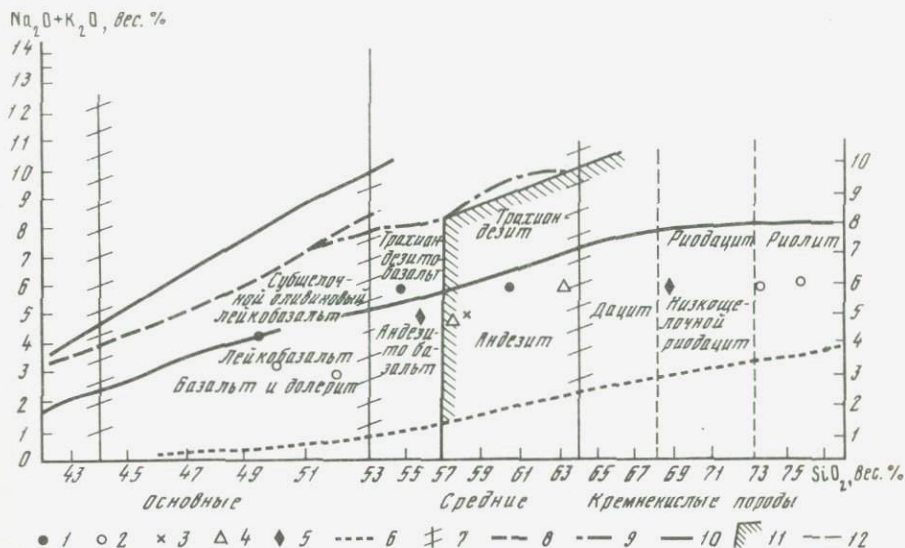
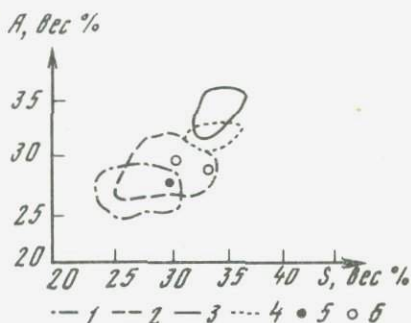


Рис. 32. Диаграмма SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для ордовик-силурийских вулканитов базальт-липаритовой формации (Зарафшано-Алайская зона)

Горы: 1 — Чакылкалян, 2 — Каратюбе, 3—4 — Зирабулакские, 5 — Кульджуктау; 6—12 — см. рис. 1 (1—7) [21]

Рис. 33. Диаграмма $A-S$ для раннепалеозойских базальтов Южного Тянь-Шаня

1—4 — см. рис. 26; горы: 5 — Чакылкалян; 6 — Каратюбе



калян, Каратюбе, Зирабулак-Зияэтдина и Кульджуктау преимущественно в составе различных вулканогенно-терригенных и вулканокристаллическо-терригенных толщ и свит ордовик-силурийского возраста в виде отдельных прослоев и линз мощностью от первых десятков до первых сотен метров.

Основные вулканиты в виде амфиболитов были отмечены Н.Д. Зленко, И.Х. Хамрабаевым, В.С. Чекуновым и другими исследователями, а также нами на крайнем юго-западе Каратюбинских гор, где они находятся среди слюдяно-кварцевых и амфиболовых сланцев. Кислые породы формации фиксируются в бассейнах рек Кашкадаря и Джидындарья, где в позднеордовикских алевролитах и песчаниках развиты прослои кварцевых порфиров. Они также известны на южном склоне Каратюбинских гор в составе дауташской толщи (S_1) среди песчано-сланцевых, известково-серицитовых и других сланцев и представлены пластинами кварцевых и фельзитовых порфиров и их туфов общей мощностью до 400 м. Кроме них, здесь широко развиты интрузивы.

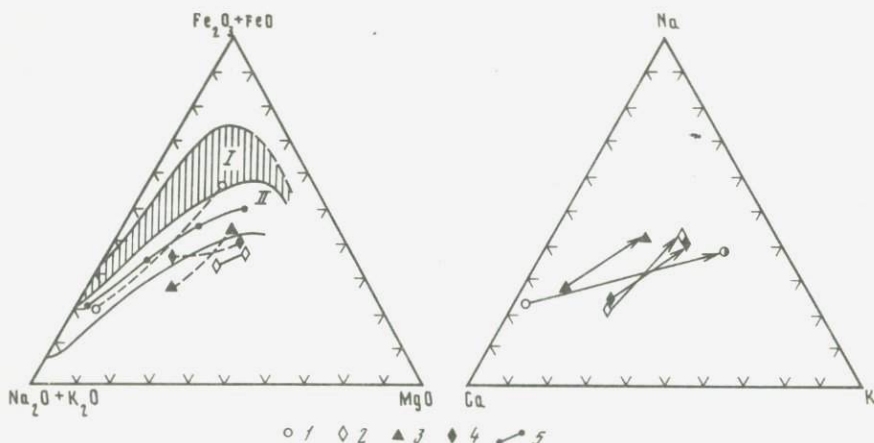


Рис. 34. Тройные диаграммы раннепалеозойских геосинклинальных вулканитов Южного Тянь-Шаня

Горы: 1 — Каратюбе (дауташская свита), 2 — Чакылкалян, 3 — Зирабулакские (алтыаульская свита), 4 — Кульджуктау (казакасуйская и айдыкбулакская свиты), 5 — известково-щелочная серия дифференциации по Р. Дели; стандартные типы дифференциации магмы по Х. Куно: I — пижонитовая, II — гиперстеневая серии

живные тела кварцевых порфиров, которые рассматриваются в качестве каналов, питавших палеовулканы.

В Зирабулакских горах породы рассматриваемой формации распространены в бассейнах рек Тымсай, Лапассай, Каттасай, Девонасай и на южных склонах гряды Торытау, где среди терригенных отложений позднего ордовика—лландовери отмечаются липариты, туфы и туфоконгломераты, которые полосой мощностью 2—3 км прослеживаются более чем на 20 км в субширотном направлении и образуют в толще пород линзы мощностью 40—90 м.

Структуры эффузивных и субвулканических фаций порфировые, но степень порфировости не превышает 10—20%. Фенокристаллы представлены кварцем бипирамидальной и длиннопризматической формы и табличками альбита, редко калиевым полевым шпатом, основная масса сложена микрозернистым альбит-серицит-кварцевым агрегатом.

Среди туфов преобладают литокристаллические и витрокластические разности.

В горах Кульджуктау продукты базальт-липаритовой формации проявились в двух возрастных уровнях — O_2-S_1 и C_2 . Более древние известны в составе двух согласно залегающих свит среднего ордовика—нижнего силура — казакасуйской (500 м) и ойдынбулакской (200 м). В первой вулканиты представлены эффузивами среднего состава, во второй — эффузивами и туфами кислого состава.

Казакасуйская свита развита в южной части гор Кульджуктау (Башгужумды, Кынгыртау, Шайдарасай), где в ее составе наблюдаются линзы андезито-базальтов и их туфов, приуроченные к зонам крупных субширотных разломов. Реже встречаются вулканиты кислого состава. В северной их части среди песчано-сланцевых отложений ордовика

отмечаются прослои вулканитов, которые в зоне Северо-Кульджуктауского разлома составляют не менее 40% объема толщи и представлены лаво- и туфобрекчиями липаритов. Мощность отдельных потоков составляет здесь первые десятки метров при протяженности более 100 м.

По химическому составу и важнейшим петрохимическим особенностям вулканиты ордовик-силура относятся к породам нормального ряда с некоторой тенденцией увеличения щелочей до появления субщелочных разностей основного и среднего состава в породах Чаकылкаляна. Базальты по сумме щелочей (рис. 32) попадают в поле субщелочного оливинового лейкобазальта (Чакылкалян) и лейкобазальта (Каратюбе). Они натриевой серии, умеренноглиноземистые, низкотитанистые, но с нормальным содержанием железа, а на диаграмме $A-S$ (рис. 33) лежат в поле перекрытия оливиновых (толеитовых) и собственно толеитовых базальтов. Состав средних и кремнекислых разностей пород по сумме щелочей (см. рис. 32) изменяется от трахиандезито-базальтов, андезито-базальтов, андезитов до низкщелочных риодацитов и риолитов, которые по основным петрохимическим характеристикам соответствуют высокоглиноземистым породам калий-натриевой серии.

Тройные диаграммы (рис. 34) отражают нестандартный тип дифференциации магмы, а также резкое изменение типа щелочности от базальтов к липаритам.

Липаритовая формация

В Калайхумб-Сауксайской зоне формация представлена мощной (500—1400 м) толщей вулканогенных пород кислого состава, входящих в хострогинскую свиту (C_{1t-v}); К-Аг возраст пород 78—165 млн лет. Породы формации несогласно залегают на терригенных, карбонатных отложениях V? D. Эффузивы занимают 80—95% мощности разрезов, остальное приходится на долю терригенных, карбонатных и кремнистых образований. Среди вулканитов доминируют лавы и туфы липаритов, дацито-липаритов, меньше — дацитов; в резко подчиненном количестве (1—15%) развиты эффузивы среднего—основного состава. Последние тяготеют к верхам разрезов, намечая тенденцию к антидромному развитию. Вулканиты накапливались в морских малоглубинных условиях при извержениях центрального и близкого и трещинному (серии сближенных центров извержений вдоль зон разломов) типов. Коэффициент эксплозивности извержений 50—60%.

Риодациты — плотные фельзитовидные породы с мелкими редкими вкрапленниками альбита, кварца, реже олигоклаза, микроклина. Базис пород имеет микропойкилитовое, фельзитовое, микрофельзитовое, сферолитовое строение и сложен кварцем, плагиоклазом, меньше — калиевым полевым шпатом, биотитом.

Туфы риодацитов литокристаллические, кристалло-литокластические, реже литокластические, витролитокристалло-кластические, преимущественно пепловые и псефитовые. В ксенотуфах встречаются ксенообломки известняков, доломитов, кремней, переотложенных при эксплозиях. Туффиты риодацитов встречаются редко. От туфов отли-

чаются наличием карбонатного и песчано-карбонатного материала в цементе, присутствием обломков кремней, микрокварцитов, известняков, редко сланцев, песчаников в количествах, обычно не превышающих 30% объема пород.

Андезиты и дациты-андезиты состоят из вкрапленников деанортизированных плагиоклазов, разложенных амфиболов, редко кварца, погруженных в микролитовый, пилотакситовый существенно альбитовый базис.

Базальтоиды — массивные и миндалекаменные породы с редкими фенокристами альбитизированного плагиоклаза и офитовым, апогиалоофитовым плагиоклаз-пироксеновым базисом.

Характерными аксессуориями кислых вулканитов являются: апатит, циркон, гранат, меньше — турмалин и рудные минералы — пирит, антимонит; в единичных пробах — касситерит, флюорит, ортит. В эффузивах основного состава набор аксессуариев остается таким же, но частота встречаемости апатита, граната, турмалина, халькопирита, магнетита уменьшается.

Петрохимически дациты и липариты относятся к преимущественно низкоглиноземистым породам с умеренной калий-натриевой щелочностью. Базальтоиды низкоглиноземистые, преимущественно низкотитанистые, насыщенные или слабо недосыщенные кремнеземом породы с нормальной и слабо повышенной калий-натриевой щелочностью. Значительные колебания K/Na-отношения ($h = 10 \div 70$) и отмеченные выше процессы альбитизации свидетельствуют о первичном калий-натриевом (или натрий-калиевом) характере кислых эффузивов. Калиевость основных и кислых вулканитов возрастает на удалении от эвгеосинклинального трога (Дарвазская подзона). От синхронных им кислых вулканитов толент-базальтовой формации изученные образования отличаются повышенной щелочностью (калиевостью), а также пониженной глиноземистостью, железистостью, кальциевостью.

Кислые вулканиты характеризуются повышенными в сравнении с кларками содержаниями Co, Ni, Cu, Sn, B, Be, Zr, As и пониженными концентрациями F, Cs, Pb, Th, Rb, Nb, Sr, U. В эффузивах основного состава положительная геохимическая специализация установлена на Li, Pb, Zr, Be, Sn, B, Hg и отрицательная — на P, V, Ti, Mo, Sr, Pb, Th, Co. К формации приурочено колчеданно-полиметаллическое оруденение.

Андезито-базальтовая формация

Породы формации развиты в Мечетлинской и Калайхумб-Сауксайской зонах. В первой зоне они представлены верхней толщей каратагской серии (C₁), которая сложена преимущественно эффузивами (99—100%); лишь менее 1% ее объема занимают известняки и карбонатные туффиты. Максимальная мощность формации 1950 м. Разрез ее представлен чередованием лавовых (38—40%), лаво- и гиалокластитовых (40—42%), пирокластических (20%) образований. Состав вулканитов соответствует непрерывному ряду дифференциации от базальтов до натриевых липаритов при преобладании базальтов, андезито-базальтов. Средний состав эффузивов в разрезах (в %); базальты — 40,

андезито-базальты — 26, андезиты, дацито-андезиты — 19, дациты — 9, липариты, дацито-липариты — 6. Снизу вверх в разрезах слабо увеличивается количество более кислых эффузивов, чаще встречаются пирокластические образования.

Базальты — порфиоровые, гломеропорфиоровые, реже афировые породы с интерсертальным, офитовым, гиалоофитовым, пилотакситовым базисом. Вкрапленники представлены деанортитизированным плагиоклазом, реже моноклинным пироксеном, иногда предполагается наличие разложенного оливина. Базис сложен обычно микролитами плагиоклаза и моноклинного пироксена, погруженными в разложенное вулканическое стекло.

Андезито-базальты по составу минералов аналогичны базальтам, и нередко границу между ними можно провести только по химическому составу. В целом для андезито-базальтов характерно лишь большее (0—30, чаще 10—25%) количество вкрапленников, часто образующих гломеропорфиоровые сростки при преобладании в фенокристаллах плагиоклаза над пироксеном.

Андезиты и дацито-андезиты — порфиоровые породы с пилотакситовым и микролитовым (с элементами микрофельзитового, микропойкилитового) базисом. Вкрапленники сложены пироксеном, иногда разложенным олигоклазом, андезином, редко кварцем. Базис пород представляет собой микролиты альбита, погруженные в продукты разложения стекла либо в фельзитовый агрегат.

Дациты и липариты имеют микрофельзитовую, микропойкилитовую, гранофировую, псевдосферолитовую структуры основной массы. Вкрапленники — олигоклаз, альбит, реже амфибол, биотит. Базис микрофельзитовый, микропойкилитовый, полевошпат-кварцевый.

Вулканогенные породы формации образуют непрерывный ряд дифференциации от лейкобазальтов до липаритов. Для пород всего ряда характерна низкая глиноземистость, умеренная и пониженная существенно натриевая щелочность, повышенная железистость (кроме базальтов). Средневзвешенный состав пород формации соответствует андезито-базальту. Тренд дифференциации андезито-базальтовой формации в целом продолжает тренд формации натриевых базальтов, частично перекрываясь с ним. Вулканы обеих формаций близки по величине и типу щелочности, глиноземистости. Однако ряд андезито-базальтовой формации начинается с лейкобазальтов (андезито-базальтов) и продолжается вплоть до низкощелочных липаритов. К тому же отмечается в целом более высокая железистость пород андезито-базальтовой формации (для одного уровня кремнекислотности). Изученные вулканы в сравнении с кларками средних пород обогащены Li, B, Sn, обеднены Rb, Th, F, Sr, Hg, As, Y, Zr, Mo, Nb.

Данная формация в Калайхумб-Сауксайской зоне Северного Памира сменяет во времени формацию натриевых базальтов. Она представлена мощной (1400—1900 м) толщей туфов, лав различного (от базальтов до липаритов) состава, относящихся к ушхарвской свите (C_{1s}). Состав формации (в %): вулканы — 90—95, известняки — 5—10; прослойки терригенных пород редки и маломощны. Соотношение вулканических

пород (в %): базальты — 15—20, андезито-базальты — 40—50; андезиты — 25—35, дациты и липариты — 5—10. Характерны резкая фациальная изменчивость отложений, наличие локальных внутрiformационных несогласий, значительные колебания мощностей. Все это объясняется наличием многочисленных центров извержений и различной удаленностью пород от этих центров. При этом породы андезито-базальтового и андезитового состава всегда преобладают в разрезах над более основными и кислыми разновидностями, а туфы и туфобрекчи — над лавами. Условия накопления пород — морские мало-глубинные. Возраст пород по фауне C_{15} , K-Ag возраст — 155 млн лет. Вулканы формировались при высокоэксплозивных ($\epsilon=80\%$) извержениях центрального типа. По химическому и минералогическому составу имеется непрерывный ряд переходов от базальтов к андезито-базальтам и андезитам. Структура пород порфировая, гломеропорфировая, основной массы — толлитовая, интерсертальная, спилитовая, офитовая, с элементами пилотакситовой, микролитовой, редко сидеронитовой. Количественные соотношения породообразующих компонентов в зависимости от состава и степени раскристаллизации пород значительно колеблются: салиты, меньше — авгиты, диопсиды — 25—45%, андезин-лабродоры и разившиеся по ним кислые плагиоклазы — 40—65%, апостекловатый базис — 0—35%, редки оливины. Дациты и липариты имеют порфировую структуру с микрофельзитовым, микролитовым, реже микропйкилитовым, сферолитовым базисом. Фенокристы сложены альбитом, кварцем, в единичных случаях — разложенным амфиболом, калиевым полевым шпатом. Базис пород — криптозернистый агрегат альбита и кварца с пылеватыми выделениями рудного минерала, серицита и хлорита или без них.

Туфы формации разного состава литокластические, кристаллолитокластические, реже литокристалло-кластические, витролитокластические от агломератовых до пепловых. Вулканы формации богаты акцессорными минералами как по видовому составу, так и по их количеству. Характерные акцессории пород среднего—основного состава: апатит, циркон, гранат, рутил, магнетит, пирит, антимонит, шеелит, пирротин, целестин. Кислые эффузивы по набору и количеству акцессорных минералов близки к остальным породам формации и отличаются лишь несколько большим развитием пирита и меньшими — галенита, пирротина, рутила и сфалерита.

Химический состав пород формации соответствует непрерывному ряду дифференциации от базальтов до натриевых липаритов при преобладании андезито-базальтов. Базальтоиды низко- и умеренноглиноземистые, низкотитанистые породы — с умеренной натриевой щелочностью, преимущественно магниевым уклоном. Кислые дифференциаты формации — высоконатриевые ($h = 82 \div 98\%$), в разной степени пересыщенные кремнеземом. В ряду дифференциации от базальтов до натриевых липаритов постепенное увеличение кислотности и щелочей (за счет Na) сопровождается снижением содержаний остальных породообразующих окислов.

В породах формации в содержаниях выше кларков концентрируются в эффузивах среднего—основного состава Be, B, As, Sn, Li, Zn,

Co, Cu, в кислых вулканитах — Ni, Co, Cr, Cu, Zn, As, Sn. Изученные образования наследуют ряд геохимических особенностей натриевых базальтов эвгеосинклинального трога ($C_{1t}?$ —v): высокие содержания В, Li, Sn, As и низкие — большинства литофильных и сидерофильных элементов. С эффузивами формации на Северном Памире связано медноколчеданное оруденение.

* * *

Магматизм инверсионной стадии в рассматриваемых структурах (за исключением Букантау-Карачатыр-Алайской и Султануиздагской зон) проявлялся как в эффузивной, так и интрузивной формах, сближенных во времени. Продукты его представлены дифференцированными рядами пород.

Вулканиты по составу во многом сходны с продуктами позднегеосинклинальной стадии, но в отличие от них часто являются продуктами наземных извержений. Наиболее типичная интрузивная формация — габбро-диорит-плаггиогранитовая. Наиболее представлен магматизм этой стадии в быстро развивавшихся геосинклиналях.

Габбро-диорит-плаггиогранитовая формация

В Султануиздаге породы габбро-диорит-плаггиогранитовой формации прорывают вулканогенные образования среднего девона. Морфология тел обусловлена локализацией их в зонах разломов, а также вдоль межпластовых отслоений.

Габбро широко развиты в восточной и центральной частях хр. Султануиздаг, где ими сложены три крупных массива и множество мелких даек и штоков. Самый крупный из них (7×1 км) протягивается от верховьев Казгансая до Султанбобосая. Среди пород различаются несколько разновидностей. Наиболее характерными являются амфиболитизированное габбро мелко-крупнозернистого сложения, в составе его: амфибол, плаггиоклаз, сфен, апатит, кальцит, соссюрит и иногда клиноцоизит. Структура — габбровая или реликтово-габбровая. Амфиболы представлены бледноокрашенной роговой обманкой, а также тремолитом и актинолитом. Плаггиоклаз образует таблички до 0,3—1,0 мм, часто замещенные соссюритом, среди которого наблюдаются хорошо ограниченные кристаллы клиноцоизита.

Кварцевые диориты распространены на западе хребта, где, прорывая диабазы, образуют меридионально вытянутые тела, согласные с простиранием вмещающих пород. Отличительной особенностью этих пород является гнейсированность и биотитизация. Они состоят из (в %): плаггиоклаза (An_{30-35}) — 40—60, биотита — до 20, роговой обманки — до 12, кварца — до 3—12; аксессуарных (в г/т): сфена—521, гетита—28, магнетита—0,8, пирита—0,4; вторичных — карбоната, эпидота, хлорита, альбита, биотита.

Плаггиогранитами в Султануиздаге сложен Кахралысайский интрузив и множество более мелких тел на востоке и западе хребта, выполняющих разломы и межпластовые отслоения. В зависимости от размеров массивов структура пород меняется от гипидиоморфной и

аллотриоморфной в наиболее крупных телах до сферолитовой, порфировой и афировой в маломощных телах и в зальбандах. Это серые до светло-серых породы массивной или слоистой текстуры, иногда с отчетливой порфировой структурой. В порфириковых выделениях, общее количество которых не превышает 4—7%, преобладают таблитчатые идиоморфные кристаллы альбита размером до 2 мм, иногда образующие кучные скопления, реже встречаются изометричные с корродированными краями зерна кварца (1—2 мм). Основная масса тонкозернистая (размер зерен 0,05—1,0 мм), состоит из лейстовидных или изометричных зерен альбита и кварца, редко присутствуют листочки биотита. Из акцессорных отмечены иголки апатита и ксеноморфные зерна рудного минерала.

Состав пород наиболее крупных тел также весьма прост: олигоклаз-альбит и кварц, реже биотит и мусковит. Акцессории (в г/т): апатит — 18,5, рутил — 27,1, пирит — 109,8, магнетит — 7. Весьма характерна катаклазированность минералов. Плагииграниты, ассимилируя габбро и диабазы, приобретают более основной состав вплоть до кварцевых диоритов, при этом в них значительно увеличивается содержание темноцветных, появляется тацитовая структура.

Химический состав и важнейшие петрохимические характеристики пород свидетельствуют о том, что они относятся к нормальному ряду. При этом разности основного и среднего состава — калий-натриевой серии, а кислого — исключительно натриевой. От основных к кислым породам возрастает глиноземистость: умеренноглиноземистые габброиды сменяются высокоглиноземистыми диоритами и весьма высокоглиноземистыми плагиигранитами. На диаграмме *A-S* габброиды находятся в поле типичного габбро (рис. 35), а кремнекислые представители формации на диаграмме В.А. Кутолина (рис. 36) располагаются в поле неопределенности.

Породы формации специализированы на Ni, Co, V, Th, Sc. В Мечетлинской зоне габбро-диорит-плагиигранитовая формация включает ходжамафрачскую серию (C_{1-2}). Интрузивы серии развиты в пределах Мечетлинской эвгеосинклинальной зоны, частично распространяясь в пограничные части Байсунской и Южно-Гиссарской зон. Серия разделена на два комплекса — ширкентский (существенно базитовый) и ходжамафрачский (диорит-плагиигранитоидный). Как было отмечено ранее И.В. Мушкиным и подтверждено нашими наблюдениями, породы ходжамафрачского комплекса прорывают дайки диабазов и порфиритов, секущие габброиды ширкентского комплекса.

В составе ширкентского комплекса преобладают габброиды, подчиненным развитием характеризуются горнblendиты, диабазы и диориты (габбро-диориты). Все названные породы условно считаются продуктами одной интрузивной фазы, хотя уже сейчас появляются факты, указывающие на более сложную структуру комплекса. Так, часть габбро-диабазов, диабазов, вероятно, является субвулканическими телами, связанными с эффузивами каратагской серии (C_1). Встречены также жилы одних габбро в других. Жильная серия комплекса представлена дайками габбро- и диорит-порфиритов (кварц-диоритовых порфиритов). По морфологии интрузивы относятся в основном к крутопадающим пластообразным и штокообразным телам.

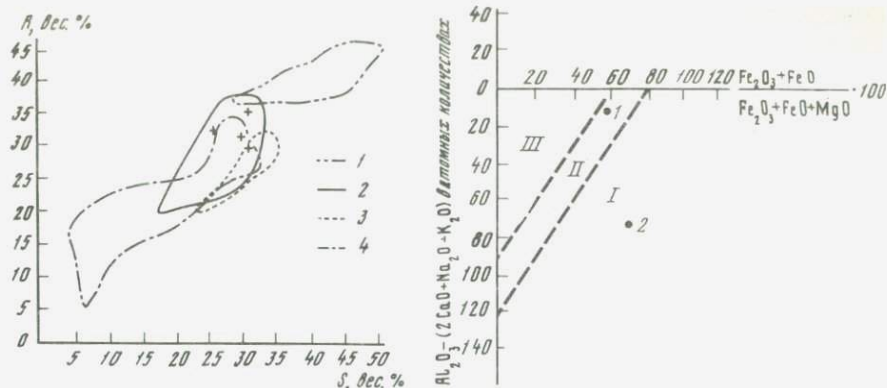


Рис. 35. Диаграмма А-S для габброидов Султануиздага (габбро-диорит-плаггиогранитовая формация)

1 — анортозиты, 2 — габбро, 3 — нориты, 4 — пироксениты

Рис. 36. Положение плаггиогранитов габбро-диорит-плаггиогранитовой формации на диаграмме В.А. Кутюлина

1 — Султануиздагская зона, 2 — Букантау-Карачатыр-Алайская зона; I — поле дифференциатов базальтовой магмы, II — поле неопределенных решений, III — поле гранитоидов батолитовых интрузий

Указанные интрузивы залегают среди сланцев обизарангской свиты (C_{0-2} ?), базальтов каратагской серии (C_1) и плаггиогранитов ходжамафраского комплекса (C_{1-2}). Базиты ширкентского комплекса прорваны плаггиогранитами ходжамафраского комплекса, а обломки последних наблюдаются в туфобрекчиях шамольской свиты (C_2). Не исключена гетерогенность ширкентского комплекса, так как некоторые габброиды прорывают отложения суффинской свиты (C_{2b}).

По минеральному составу выделяются горнблендиты, габбро (габбро-диориты), кварцевое габбро. Горнблендиты — грубозернистые породы, состоящие из амфибола, небольшого количества плаггиоклаза (0—10%) и реликтового моноклинного пироксена (2%). Габбро — амфиболовые и пироксен-амфиболовые породы с массивной и такситовой текстурой от мелко- до крупнозернистых. Структуры — габбровая, гипидиоморфнозернистая, порфиرويدная, офитовая, пой-килитовая.

По химизму изученные породы варьируют от пироксенитов (габбро-пироксенитов) до диоритов. Их средневзвешенный состав отвечает габбро с пониженной общей щелочностью и калиевостью, низкой глиноземистостью и титанистостью. Натриевый уклон щелочности позволяет уверенно диагностировать их в ряду других базитов Южного Гиссара.

Изученные базиты недосыщены по отношению к кларкам пород большинства литофильных, сидерофильных и халькофильных элементов. Положительная специализация на Cs, Sn, вероятно, отражает общие провинциальные геохимические особенности региона. Ширкентские габброиды сопоставимы по редкоэлементному составу с

габбро-диоритовым формационным типом, к которому отнесены в основном ранние базитовые члены натриевых габбро-гранитоидных серий эвгеосинклиналей. По концентрации и соотношению ряда лито-халькофильных элементов данные базиты комплементарны с плагиогранитоидами ходжамафрачского комплекса (особенно это касается ранних дифференциатов последнего), что подтверждает возможность их объединения в составе единой серии.

Ходжамафрачский комплекс (C_{1-2}) объединяет массивы кварцевых диоритов и плагиогранитоидов, приуроченные к Мечетлинской эвгеосинклинальной зоне и отчасти к смежным частям Южно-Гиссарской и Байсунской зон. Комплекс имеет четырехфазное строение: I фаза — кварцевые диориты, II — тоналиты, III — плагиограниты, IV — лейкоплагиограниты. Жильные дериваты комплекса представлены плагиоаплитами, микрогаббро, диабазами, спессартитами. Для пород всех фаз комплекса характерны процессы альбитизации, особенно интенсивные в поздних дифференциатах и иногда превращающие их в кварцевые альбититы. Интрузивы представлены субшироко удлиненными телами неправильной формы среди вулканитов каратагской серии (C_1), образуют крупные блок-ксенолиты в гранитоидах более поздних комплексов, изредка отмечаются в сланцах обизарангской свиты ($\epsilon-O_2?$) и эффузивах сиоминской серии (C_1). К-Аг возраст комплекса колеблется в пределах 275—33 млн лет, причем наибольшее число определений группируется в интервале 325—335 млн лет (C_{1-2}). Наиболее типичный интрузив — Ханакинский. Он контактирует с липаритами (кварцевыми альбитофирами), включаемыми разными авторами в состав каратагской (C_1) или шамольской (C_2) свит, весьма близкими к плагиогранитам по петрогеохимическим особенностям. Обломки плагиогранитов, плагиогранит-порфиров и кварцевых альбитофиров наблюдаются в туфобрекчиях андезитов шамольской свиты C_2 .

Породы I—II фаз представлены средне- и равномернозернистыми амфибол-биотит-кварцевыми диоритами-тоналитами. Иногда проявлена гнейсовидная текстура (явления бластокатаклаза). Структуры — гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая. Породы III—IV фаз представлены мелко-среднезернистыми массивными, реже гнейсовидными амфибол-биотит-плагиогранитами, лейкоплагиогранитами и их порфировыми (порфиroidными) разновидностями. Структуры гипидиоморфнозернистая, микрографическая, порфиroidная (гранит-порфиroidная), криптовая, пойкилитовая, катакластическая, бластогранитовая.

Средневзвешенный состав пород комплекса отвечает низкощелочному натриевому лейкогранодиориту (лейкотоналиту) с высокой кальциевостью и умеренной (несколько пониженной) железистостью и глиноземистостью. Породы I и II фаз соответствуют кварцевым диоритам, меланогранодиоритам (тоналитам) с низкими щелочностью и отношением K/Na , слабо пониженной глиноземистостью, высокоосновным нормативным составом плагиоклаза и увеличенной железистостью (59—62%). От ранних дифференциатов к поздним на фоне интенсивного роста кремнекислотности (от 58—60 до 73—77%) не происходит существенного изменения общей щелочности, калиевости и железистости гранитоидов. Главные петрохимические признаки —

низкая щелочность и ее натриевый профиль, высокая известковистость — устойчиво сохраняются от средних до ультракислых пород комплекса.

Комплекс характеризуется специфическим геохимическим фоном, выделяющим его среди прочих гранитоидов Гиссара. Изученные породы обладают отрицательной специализацией в отношении К, F и практически всех литофильных и халькофильных (кроме Mo, As, Zn) элементов. Вместе с тем они содержат выше- или около- кларковые количества сидерофильных элементов. Плагииграниты, преобладающие среди продуктов III—IV фаз, занимают по редкоэлементному составу промежуточное положение между породами диорит-плагиигранитного формационного типа и плагиигранитами толеитового ряда — производными базальтоидных расплавов. С последними их объединяет равенство или близость содержаний F, Nb, Sn, V, Ni, Co, Zn и др., а отличает повышенная концентрация Li, Rb, Zr, Pb, Cu и значительно более низкие отношения Sr/Rb и K/Rb.

Габбро-диорит-плагиигранитовая формация в Калайхумб-Сауксайской зоне представлена хунасским комплексом габброидов и диоритов, а также сложным обихумбоуским комплексом. В долине р. Хостроги габброиды в виде штокообразных тел размером 0,1—0,3 км² прорывают доломиты S—D; в западной части Обихумбоуского массива они представлены крупной (8—9 км²) интрузией неправильной формы и серией мелких тел и ксенолитов изометричной формы размером 0,1 м²—0,2 км². Указанные тела образуют цепочку, вытянутую вдоль левого борта р. Обихумбоу, что, вероятно, отражает первоначальную форму интрузии. В большинстве случаев тела габброидов заключены в гранитоидах обихумбоуского комплекса и только у с. Хунас прорывают песчаники C₁ и Гишунскую расслоенную интрузию (R?).

Габброиды имеют массивную такситовую и слабполосчатую текстуру. В последнем случае состав полос колеблется от амфиболовых до пироксен-амфиболовых габбро, что, видимо, связано с кристаллизационной дифференциацией. Состав минералов всех пород одинаков, а отличаются они их количественным соотношением и структурными особенностями. В габбро преобладают габбровая и пойкилитовая структуры, в диоритах — призматически-зернистая. Главные породообразующие минералы (в %): деанортитизированные плагииклазы — 40—60; роговые обманки — 40—50; авгиты, титанавгиты — до 2; и биотиты — до 4; обычен кварц — до 3. Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, арсенопирит, титаномагнетит, пирит, магнетит.

По петрохимическим характеристикам габброиды относятся к породам, насыщенным или слабонедосыщенным кремнеземом, низкоглиноземистым, низкотитанистым с умеренной натривой, реже калий-натривой щелочностью. Габброиды по химизму сопоставляются с базальтоидами формации натриевых базальтов (за исключением более высокого отношения K/Na) и близки с ними по времени формирования, что позволяет предположить их комагматичность. В базитах повышены относительно кларков содержания В, Ве, Мо, пони-

жены — Pb, Zr, Nb, Sr, Rb, Th, As, F, в околокларковых количествах содержатся Li, Y, Hg, Sn.

Обихумбоуский комплекс объединяет ряд крупных лакколито-подобных (Обихумбоуский) и пластовых (Обизанкинский, Хаударинский и др.) массивов на западе Калайхумб-Сауксайской зоны и серию малых массивов на востоке этой зоны (Маркансуйский, Сауксайский и др.). Наибольшее (около 200 км²) распространение образования формации получили в петротипе описываемого комплекса — Обихумбоуском массиве. Нижняя возрастная граница определяется по прорыванию осадочно-вулканогенных образований С₁ вплоть до серпуховских отложений; геологических данных о верхнем пределе возраста гранитоидов нет. Цифры К-Аг возраста колеблются в интервале 112—280 млн лет. Обихумбоуский комплекс сформирован в две фазы. Первая, в свою очередь, характеризуется многоактным формированием, которое устанавливается по большому количеству субфазовых дайкообразных тел пластовой формы мощностью от первых десятков до сотен метров, представленных неравномернозернистыми, мелко-среднезернистыми мелано-лейкократовыми кварцевыми диоритами, кварцевыми монцодиоритами, гранодиоритами, тоналитами, составляющими 90% объема формации. Структуры пород: призматически-зернистая, гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав (в %): зональные андезины—альбиты — 44—57; роговые обманки — 8—19; биотиты — 3—6; триклинные промежуточные ортоклазы и промежуточные микроклины — 0,5—10,5; кварц — 22—26; акцессорные — апатит, циркон, ортит, сфен. По химическому составу образования первой фазы разделяются на лейкодиориты, мелано-лейкократовые кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты, гранодиориты и тоналиты при явном преобладании кварцевых диоритов. В целом это высокоглиноземистые породы со слабовыраженным железистым уклоном. Щелочность пород умеренная и низкая, натриевая и калий-натриевая.

Вторая фаза представлена плагиогранитами и плагиоаляскитами, распространенными во всех массивах и занимающими около 10% объема формации. Плагиогранитоиды обычно образуют небольшие тела, прорывающие образования первой фазы. В Обизанкинском массиве ксенолиты плагиогранитов содержатся в гранитах гранитовой формации (мазарский комплекс). По набору породообразующих минералов плагиогранитоиды близки к гранитоидам первой фазы. Их состав (подсчеты в семи шлифах) (в %): альбиты—олигоклазы — 55,4, роговые обманки — 1,2, биотиты — 7, кварц — 33,8. По химическому составу породы II фазы соответствуют низкоглиноземистым плагиогранитам и плагиоаляскитам с низкой натриевой щелочностью. Гранитоиды формации содержат нижекларковые количества Rb, Li, Cs, Tl, U, Th, F, Y, Nb, Hg, Pb и около- и вышекларковые B, Sr, Zr, Sn, Mo, As, Zn, Cu, Y, Co. В связи с породами формации известны проявления золота, полиметаллов, вольфрама.

Габбро-плагиогранитовая формация

Породы этой формации характерны для Букантау-Карачатыр-Алайской зоны, где пространственно приурочены к вулканитам поздней стадии собственно геосинклинального этапа, но всегда являются по отношению к ним более молодыми, фиксируя инверсионную стадию развития эвгеосинклинали. Они чаще всего ассоциируют с базальтами и ультрамафитами. Наибольшее развитие они получили в Северном Тамдытау на Тескудукском, Учкудук-Тюменбайском и Ажриктинском участках, где представлены главным образом габбро и плагиогранитами, реже кварцевыми диоритами и альбитофирами.

Среди габброидов наибольшим распространением пользуется рогово-обманковое габбро, тогда как габбро-амфиболиты, кварцевое и пироксеновое габбро развиты весьма незначительно. По текстуре габбро варьируют от мелкозернистого до среднезернистого и даже порфириовидного. В их составе — плагиоклаз (An_{50-95}), обыкновенная роговая обманка ($cNg = 15 \div 20^\circ$, $2V = -(74^\circ - 78^\circ)$; $Ng - Np = 0,022 \div 0,023$; $Ng > Nm > Np$), акцессории — ильменит, циркон, лейкоксен, сфен и апатит; в меланократовых разностях отмечаются пирротин, халькопирит, пирит и пентландит, составляющие до 6% от объема породы. Вторичные минералы представлены серицитом, актинолитом, пренитом, хлоритом и цоизитом. Структура породы пойкилоофитовая, офитовая, редко диабазовая.

Состав плагиогранитов — плагиоклаз (олигоклаз-альбит), кварц, реже биотит; акцессории — пирит, апатит, циркон, сфен; вторичные — хлорит, прожилки кварца и карбоната. Структура пород гипидиоморфная, пегматоидная, аллотриоморфная, сферолитовая.

Альбитофиры образуют дайки, развитые среди зеленокаменных пород, преимущественно на северо-западе возвышенности Казахтау, мощностью до 1 м, отчетливо секущие вмещающие породы. Структура их порфириовая с микролитовой структурой главной массы. Фенокристы представлены альбитом, реже кварцем и нацело хлоритизированным биотитом, в главной массе содержатся альбит, кварц и хлорит.

В восточной части Букантау-Карачатыр-Алайской зоны габбро-плагиогранитовая формация представлена редкими и небольшими штоками. Из них наиболее крупные — Наукатский ($3,5 \text{ км}^2$), расположенный на левом борту долины р. Араван, и Кокуртюбинский (1 км^2) — в междуречьи Куршаб-Гульча. Состав пород — плагиоклаз, кварц и роговая обманка, почти нацело замещенная глаукофаном. Химический состав и важнейшие петрохимические характеристики пород габбро-плагиогранитовой формации свидетельствуют о том, что все породы, за редким исключением, относятся к нормальному ряду. В Северном Тамдытау габбро относится к субщелочному ряду. От основных к кислым разностям пород возрастает глиноземистость: умеренно-глиноземистые калий-натриевой серии габброиды сменяются высокоглиноземистыми натриевой сериальности плагиогранитами. На диаграмме $A-S$ габброиды находятся в поле типичного габбро, а кремнекислые представители формации — плагиограниты Северного Тамдытау — на диаграмме В.А. Кутolina

(см. рис. 36) располагаются в поле дифференциатов базальтовой магмы, характерных для типичных эвгеосинклиналей.

Породы габбро-плагиогранитовой формации Букантау-Карачатыр Алайской зоны геохимически специализированы на Ni, Co, V, Th, Sc.

Андезитовая формация

Эта формация распространена в Южном Тянь-Шане, в Южно-Гиссарской и Мечетлинской зонах. В первой она включает сорбукскую свиту (C_2), развитую в северо-восточной части зоны, на границе ее с Зарафшано-Алайской. Образует непрерывную полосу северо-западного простирания. Ширина выхода 700—1000 м при протяженности 10—15 км и общей мощности 1100 м. Контакты свиты с вмещающими породами преимущественно тектонические, но иногда она залегает с разрывом на известняках D_1 . Среднекарбонный возраст ее определен по флористическим остаткам (К-Аг возраст 297 млн лет).

Нижняя пачка сорбукской свиты (мощность 90—130 м) представлена туфами, иногда лавами андезитов и липаритов с прослоями туфо-конгломератов. Туфы и лавы кислого состава залегают в основании пачки, составляя 30% ее мощности. Средняя пачка имеет мощность 670—750 м. Она состоит из лав (около 20% кластолавы или лавобрекчи), андезитов (кварцевых латитов) при резко подчиненной роли андезито-дацитов. В зонах изменения они приобретают красновато-бурую окраску, содержат вкрапленность сульфидов, рассечены прожилками кварца, карбоната, эпидота. Верхняя пачка (100—250 м) сложена преимущественно туфами андезитов (80—85%), в верхних частях — туфопесчаниками, песчаниками и известняками.

Лавы и туфолавы кислого состава характеризуются массивной, флюидалной, иногда перлитовой текстурой и порфировой структурой. Вкрапленники (10—20% объема пород): кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц. Базис сложен микросферолитовым или фельзитовым агрегатом зерен полевого шпата и кварца. Типичны интенсивные поствулканические преобразования: серицитизация, калишпатизация, карбонатизация, менее альбитизация.

Преобладающие в разрезе лавы андезитов (кварцевых латитов) имеют массивную, реже слабофлюидалную текстуру и порфировую структуру. В кластолавах отмечены обломки андезитов, плагиоклаза, цветных, цементированных связующей массой из хлорита, гидрослюда, актинолита, плагиоклаза, кварца, девитрифицированного стекла. Фенокристы (40—55% объема пород) представлены плагиоклазами и уступающими ему в размерах и количестве кристаллами моноклинного пироксена, редко отмечаются амфибол и цветной минерал (гиперстен), нацело замещенный иддингситом и рудным. Состав плагиоклаза — от лабрадора в ядре, до андезина, олигоклаз-андезина на периферии. Моноклинный пироксен близок к салит-авгиту ($N_g = 1,722 \div 1,724$; $N_p = 1,690 \div 1,694$; $+2V = 50^\circ$). Он замещается зеленой роговой обманкой, уралитом, карбонатом, хлоритом.

Степень раскристаллизации базиса изменчива: его структуры варьируют от пилотакситовой, гиалопилитовой, фельзитовой, сферолитовой, псевдосферолитовой до микрографической, микропойки-

литовой, призматически-зернистой. Иногда основная масса сложена раскристаллизованным агрегатом кварца и калиевого полевого шпата, образующим микрографические или пойкилитовые сростания. Вместе с тем встречаются реликты полуразложившегося стекла, замещенного хлоритом, карбонатом, лейкоксеном, гидроокислами Fe. Поствулканические изменения: уралитизация, окварцевание, ожелезнение (гематитизация), эпидотизация, менее выражена пренитизация, хлоритизация, биотитизация, серицитизация, альбитизация, карбонатизация. Среди акцессориев присутствуют магнетит (6 кг/т), циркон, апатит, муассанит, разнообразные рудные минералы и др.

Химический состав пород свиты относительно выдержан по разрезу и в латеральном направлении. Исключением являются кислые лавы нижней пачки, близкие по химизму к липаритам или трахипаритам с резко увеличенным содержанием калия и высокой глиноземистостью. Преобладающие лавы и туфы средней пачки по содержанию петрогенных компонентов сопоставимы с андезитом, но содержат меньше алюминия, кальция и, главное, характеризуются иной сериальностью (содержания K и Na примерно одинаковы), что сближает их с кварцевыми латитами или как называемыми калиевыми андезитами. От андезитов липарит-андезитовой формации C_1 (сионинская серия) их отличает более низкая глиноземистость и повышенная калиевость.

Рассматриваемые андезиты характеризуются положительной специализацией на Li, Cs, U, Th, V, Be, Co, Mo, Sn, Cu, Zn, Pb, As, что отличает их от среднего андезита.

Андезитовая формация в Мечетлинской зоне включает шамольскую свиту (C_2), ранее описанную как "андезитовая толща". Она распространена фрагментарно между реками Кштут и Сардаимиона; наибольшие площади занимает в бассейне р. Ханака, на водоразделе рек Лючоб-Варзоб и на левобережье р. Кафирниган. Общая площадь выходов формации 170 км², максимальная мощность 750 м. Образование ее со следами размыва перекрывают породы каратагской серии (C_1), а перекрываются с видимым согласием известняками C_{2m} или несогласно терригенными породами C_{2-3} . Находками органических остатков для образований формации доказывается среднекаменноугольный (C_2b_2-m) возраст.

Формация сложена чередующимися в разрезах пирокластическими, лавовыми, лавокластитовыми породами андезитового, андезито-базальтового, дацит-андезитового состава. Во всех группах пород пирокластические образования преобладают над лавовыми, составляя 60—70% мощности разрезов. Мощность отдельных горизонтов туфов и лавовых потоков не превышает первых десятков метров. Объем вулканогенных пород в свите 98%, остальное приходится на долю известняков, карбонатных ксенотуфов, кремней, образующих невыдержанные по простиранию прослои мощностью в первые метры.

Преимущественное развитие в составе шамольской свиты пород андезитового ряда позволяет отнести их к андезитовой формации. Наиболее распространенные в формации андезиты, андезито-базальты, дацито-андезиты и даже базальты близки по внешнему облику и составу пороодообразующих минералов и отличаются лишь количествен-

ным соотношением плагиоклазов (олигоклазы, андезины, редко лабрадоры) и пироксенов (железистые салиты, авгиты) как во вкрапленниках, так и в основной массе. Из других породообразующих минералов обычен амфибол, редки биотит, кварц. Базис андезитов обычно микрофельзитовый кварц-полевошпатовый с выделениями значительного количества рудного. Характерной особенностью пород является их олиго-мезофиговое и даже невадитовое строение.

Дациты и липариты — олигофировые породы с вкрапленниками кислого плагиоклаза, кварца и в единичных случаях (в дацитах) амфибола. Базис — полевошпат-кварцевый фельзитовый с элементами гранофирового и псевдосферолитового. В базисе среди полевых шпатов преобладает альбит, но фиксируется и калиевый полевой шпат. Пирокластические породы представлены туфами различной размерности с преимущественным развитием псефитовых—агломератовых. Туфы кристалло-кластические, реже литокристалло-кластические, литокластические, часто спекшиеся.

Породы формации образуют непрерывный ряд дифференциации от лейкобазальтов до липаритов при явном преобладании андезитов. Эволюция составов происходит от высокоглиноземистых базальтов до низкоглиноземистых низкощелочных дацито-липаритов. Щелочность пород умеренная и пониженная калий-натриевой и натриевой сериальности. Средневзвешенный состав вулканитов соответствует андезиту. Тренд дифференциации своеобразен: от основных—средних пород к кислым наблюдается некоторое снижение щелочности и железистости. От вулканитов предшествующих формаций, толеит-базальтовой и андезито-базальтовой, изученные образования отличаются прежде всего некоторым ростом калиевости ($K/Na = 0,4 \div 0,5$) при том же или даже более низком уровне общей щелочности, а также возрастанием глиноземистости базитовых членов ряда. В сравнении с кларками средних пород описываемые андезитовые обогащены Be, V, As, Cs и обеднены F, Sr, Rb, Hg, U, Pb.

Дацит-андезитовая формация

Эта формация образована в предорогенную (инверсионную) стадию развития Зарафшано-Алайской и Калайхумб-Сауксайской геосинклиналей. В последней ее породы несогласно залегают на эффузивах андезито-базальтовой формации. Дацит-андезитовая формация включает в себя породы джакской свиты (C_1) и представлена переслаивающимися в разрезах туфами и лавами основного, среднего и кислого состава с подчиненными (10—15% мощности разрезов) прослоями карбонатных, глинистых пород. Мощность формации превышает 1500 м. Средневзвешенный состав лавовых, пирокластических пород формаций (в %): базальты — 4, андезит-базальты — 8, андезиты — 40, дациты — 37, липариты — 11. Колебания содержаний пород по отдельным разрезам значительные, но андезитовые и дацитовые разновидности повсеместно преобладают над породами другого состава. В верхней части разрезов формации состав пород в целом более кислый. Породы

образовались при извержениях центрального типа. Коэффициент эксплозивности равен 70%. Условия накопления толщ — морские. Появление туффитов и известняков в верхах формации свидетельствует о затухании вулканической деятельности к концу ее образования.

Базальты и андезиты — афировые и порфиновые массивные и миндалекаменные породы. Базальты установлены только в лавовых фациях, андезито-базальты и андезиты — в лавовых и пирокластических. Структура базальтов офитовая, реже спилитовая, андезито-базальтов и андезитов — микролитовая, пилотакситовая. Вкрапленники (10—30% объема) сложены альбитизированными плагиоклазами и пироксенами авгитового, диопсид-салитового состава. Базис — микролиты альбита, погруженные в апостекловатый агрегат. Дациты и липариты — фельзитовидные породы с фенокристами альбита и кварца или афировые с полевошпат-кварцевым (альбит, редко калиевый полевошпат) фельзитовым, микрофельзитовым базисом.

Туфы по составу — от андезито-базальтовых до липаритовых, нередко смешанного состава, кристалло-литокластические, витрокристалло-литокластические, преимущественно мелкообломочные с небольшим количеством гидроксидного цемента или спекшиеса.

Породы формации бедны акцессорными минералами. Возможно, это объясняется широким развитием туфов, в том числе пепловых и соответственно слабой раскристаллизацией пород. Характерными акцессорными минералами являются апатит, циркон, гранат, пирит, целестин, арсенопирит.

Петрохимически вулканогенные породы формации соответствуют непрерывному ряду дифференциации от базальтов до натриевых липаритов при преобладании андезитов и дацитов. В целом породы низкотитанистые с умеренной натриевой щелочностью, нормального ряда (базальты и андезиты) и пересыщенные глиноземом (дациты и липариты). В ряду дифференциации увеличение кислотности сопровождается повышением содержания щелочей. Натриевая специализация щелочности ($h > 75$) при этом сохраняется для всех пород формации.

Для пород формации установлены повышенные (выше кларков) содержания В, Li, Be, Cu, Zn, As, Mo, Cs, Sn и пониженные F, Ti, Ni, Rb, Sr, Zr, Nb, Tl, Th.

Приведенный материал по геосинклинальному магматизму свидетельствует о его разнообразии. Оно обусловливается в основном двумя факторами — эволюцией геосинклинальной системы во времени и типами фундамента, на котором закладывались конкретные структуры. Так, магматические образования геосинклиналей, заложившихся на океанической коре, в раннюю стадию представлены толеитовыми базальтами и гарцбургитами. Там, где геосинклиналь заложилась на консолидированной или промежуточной коре, набор магматических формаций иной: здесь нет ультрамафитов, а вулканы представлены либо гомодромно изменяющимися сериями, либо исключительно липаритами. Позднюю стадию в эвгеосинклиналях представляют многочисленные вулканогенные формации, составляющие в целом базальт-андезит-дацит-липаритовый формационный тип. Расположение пород

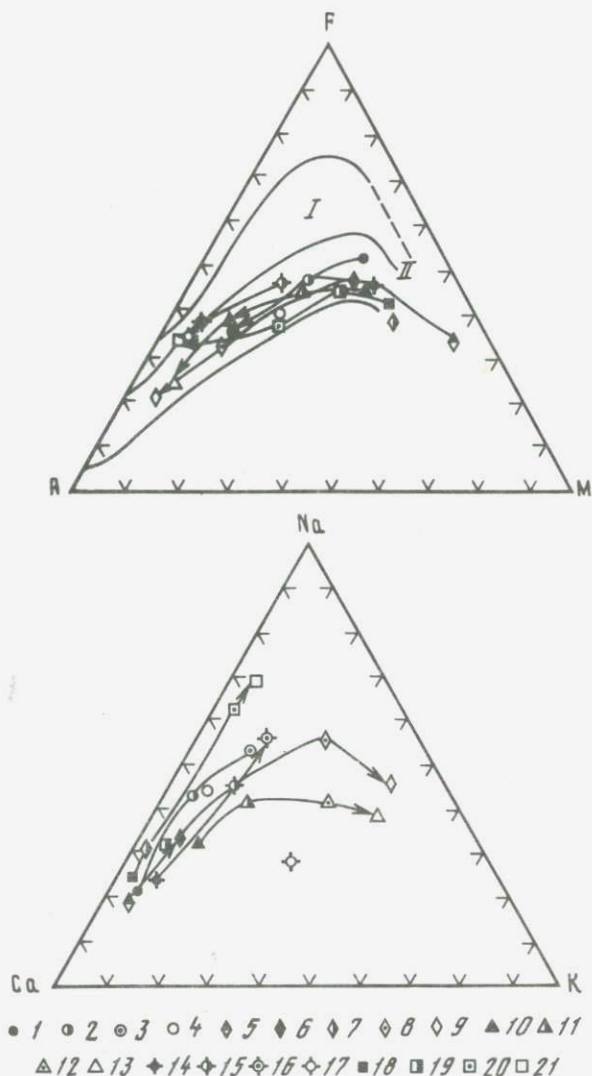


Рис. 37. Тройные диаграммы, отражающие характер изменения вулканитов поздней стадии

Султануиздагская зона — базальт-андезит-дацит-липаритовая формация: 1 — базальты, 2 — андезиты, 3 — дациты, 4 — кварцевые альбитофиры; Калайхумб-Сауксайская зона — базальт-липаритовая формация: 5 — пикрито-базальты, 6 — базальты, 7 — андезито-базальты, 8 — дациты, 9 — липариты; Калайхумб-Сауксайская зона — липаритовая формация: 10 — базальты, 11 — андезиты, 12 — дациты, 13 — липариты; Мечетлинская зона — андезито-базальтовая формация: 14 — базальты, 15 — андезиты, 16 — дациты, 17 — липариты; Калайхумб-Сауксайская зона — андезито-базальтовая формация: 18 — базальты, 19 — андезиты, 20 — дациты, 21 — липариты; стандартные типы дифференциации магмы, по Х. Куно: I — пижонитовая, II — гиперстеневая серии

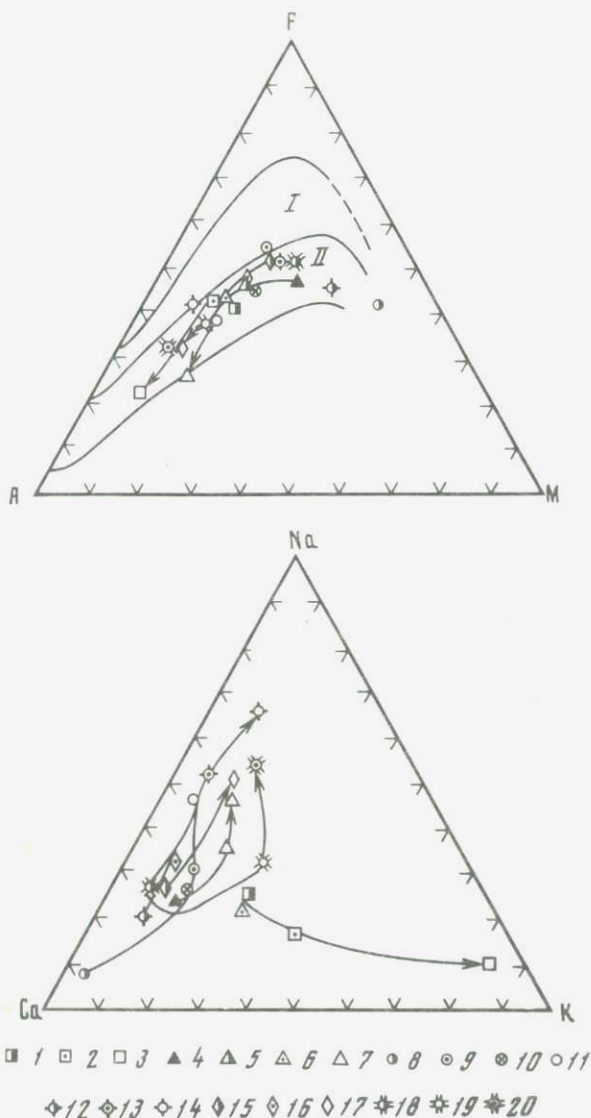


Рис. 38. Тройные диаграммы, отражающие характер изменения магматитов в инверсионную стадию развития геосинклиналей

Южно-Гиссарская зона — андезитовая формация (сорбухская свита): 1 — андезиты, 2 — дациты, 3 — липариты; Мечетлинская зона — андезитовая формация (шамольская свита): 4 — базальты, 5 — андезиты, 6 — дациты, 7 — липариты; Султануиздагская зона — габбро-плагиогранитовая формация: 8 — габбро, 9 — кварцевые диориты, 10 — плагиогранодиориты, 11 — плагиограниты; Букантау-Карачатыр-Алайская зона (Тамды) — габбро-плагиогранитовая формация: 12 — габбро, 13 — кварцевые диориты, 14 — плагиограниты; Мечетлинская зона — габбро-диорит-плагиогранитовая формация (ходжамафрачский комплекс): 15 — кварцевые диориты, 16 — тоналиты, 17 — плагиограниты; Калайхумб-Сауксайская зона — габбро-диорит-плагиогранитовая формация (обихумбуоский комплекс): 18 — диориты, 19 — гранодиориты, 20 — плагиограниты; стандартные типы дифференциации магмы, по Куно: I — пиконитовая, II — гиперстенная серии

на диаграмме AFM четко ограничивается полем гиперстеновой серии, а в поле Са—Na—К выявляются два типа увеличения щелочности при увеличении кремнезема — сугубо натриевый и натриево-калиевый (рис. 37). Причем последний имеет два стиля развития — плавный, характерный для Калайхумб-Сауксайской зоны, и скачкообразный, описанный в Северном Тамдытау (см. рис. 28) и Северном Нуратау (см. рис. 31).

Инверсионная стадия характеризуется как вулканогенной, так и интрузивной формами магматической деятельности. Продукты обеих весьма близки между собой и на диаграмме AFM, располагаясь в поле пород гиперстеновой серии, тяготеют к границе пижонитовой серии (рис. 38). В поле Са—Na—К наблюдается увеличение щелочей главным образом за счет натрия. Исключение составляют вулканы андезитовой формации Южного Гиссара, в которых увеличение кремнезема сопровождается резким увеличением калия. Кроме того, они сформировались в наземных условиях. Таким образом, в эвгеосинклиналях эволюция магматизма направлена на смену монотонных продуктов базит-ультрамафитового состава дифференцированными со значительным объемом кремнекислых разностей. При этом состав продуктов поздней и инверсионной стадий магматизма в эвгеосинклиналях, заложившихся на океанической коре, соответствует таковым ранней стадии геосинклиналей, развивавшихся на континентальной или переходной коре, т.е. наблюдается отставание в эволюции первых по отношению ко вторым. Кроме того, продукты магматизма миеосинклиналей и вторичных геосинклиналей имеют более выраженную тенденцию к увеличению щелочности, преимущественно калиевой.

РИФТОВЫЕ ФОРМАЦИИ

В этом разделе описывается магматизм структур, морфология которых наиболее соответствует современным рифтам. Это узкие (первые километры) протяженные (сотни километров) зоны, ограниченные системой разломов и представленные продуктами мафит-ультрамафитового магматизма нормальной и повышенной щелочности. На территории Средней Азии выделены четыре такие структуры (табл. 4). Общим для них, кроме вышеотмеченного, является наличие пикрит-базальтовой ассоциации пород, различаются же они временем зарождения структуры, длительностью ее функционирования, объемами продуктов магматизма и разными ассоциациями пород, объединенных в формации.

Метапикрито-метабазальтовая формация

Эта формация распространена в Каттармай-Ягнобской зоне, которая относится к долгоживущим структурам. Наиболее ранний вулканизм проявился здесь в позднем докембрии, позднее он с перерывами продолжался вплоть до карбона. В восточной части зоны эта формация включает метабазиты пикрит-базальтового состава горифской (R—PZ₁?) и отчасти ягнобской (PZ₁?) свит. Указанные вулканы

Таблица 4
Магматические формации рифтов Тянь-Шаня и Памира

Возраст	Зоны			
	Катгармай-Ягнобская	Букантау-Карачатыр-Алайская	Атбаши-Хантенгрийская	Рушанско-Пшартская
Формации				
PR ₁				Субщелочная оливин-базальтовая (отаваутекская серия, оливин-базальтовая (мазанчутская свита)
R—PZ ₁ (?)	Метапикрито-метабазальтовая (горифская, ягнобская свиты, намнатурдский, уштурский комплексы), метабазальтовая субщелочная (дубурсинский, анзобский комплексы)			
O ₃ —S ₁	Трахит-трахибазальтовая (верхняя часть ягнобской свиты), нарватский комплекс			
S	Метабазальтовая субщелочная (ташрабатская толща), габбро-перидотитовая (Атбашинско-Джангджирская группа тел)			
D	Метапикрито-метабазальтовая (катгармайская свита), габбро-перидотитовая (Южно-Нуратау-Зирабулакская группа тел)	Щелочно-оливин-базальтовая (кулкудукская, шавазская, баткенская, яшская, араванская, куруганская, кататорская свиты), оливин-базальтовая (сарталинская свита), пикрит-габбро-диабазовая		

Таблица 4 (окончание)

Возраст	Зоны			
	Каттармай-Ягнобская	Букантау-Карачатыр-Алайская	Атбаши-Хантенгрийская	Рушанско-Пшартская
Формации				
C	Трахиандезитовая (сиектаринская свита)	Трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая (коксайская, шаркратлинская свиты)		
P ₁				Субщелочная оливинлейкобазальтовая (базардаринская, восточно-пшартская, шиндыйская свиты)
				Пикрито-базальтовая (бельская, джарджилгинская свиты)
P ₂ —T ₁				Меланобазальтовая субщелочная (шиберджилгинская, агаджанская свиты, гумбезкольская серия)

отнесены В.Е. Минаевым, Г.В. Федоровым, Д.А. Старшинным и др. к намнарудскому и уштурскому метавулканическому комплексам.

Метабазиты намнарудского комплекса ($R-PZ_1?$) слагают нижние части горифской свиты и обнажены преимущественно в восточной части зоны, в обрамлении Гармского кристаллического массива. Горифская свита ($R-PZ_1?$) слагает основание фанерозойского разреза Каттармай-Ягнобской и отчасти Зарафшано-Алайской зон (бассейны рек Сорбог, Каняз, Сардаи-Миона, Ягноб и др.). Стратиграфическое положение, региональный метаморфизм глаукофан-зеленосланцевой фации по аналогии с подобными толщами соседних регионов позволяют предполагать рифейский (?) возраст свиты, не исключая возможности присутствия в верхних ее частях раннепалеозойских (?) отложений. В.Е. Минаевым описано несогласное налегание на горифскую свиту метаморфизованных образований ягнобской свиты (PZ_1). По метаморфитам горифской свиты имеются определения 583—745 млн лет (свинцовая изохрона).

Горифская свита состоит из двух частей: нижней преимущественно метабазитовой мощностью 1,5—2 км и верхней в основном метаграувакковой мощностью около 2 км. Содержание метабазитов в свите оценивается в 20—30% при колебаниях от 5 до 70% в разных разрезах. Метавулканиты образуют линзообразные тела, прослой и пачки, вытянутые согласно метаморфической сланцеватости. Вулканическая природа метабазитов подтверждается их ассоциацией с яшмо-кварцитами и кремнистыми сланцами.

Образования метапикрито-базальтовой формации отделяются от метабазальтовой прежде всего по химизму, а также по стратиграфическому положению: первые слагают основание горифской свиты, а вторые шире развиты в ее верхних частях (под метаграувакковой частью разреза). Вместе с тем отмечаются разности промежуточного состава, а иногда переслаивание пикритоидов и базальтоидов. К тому же породы обеих формаций характеризуются сходными минеральными ассоциациями и были охвачены, вероятно, одним этапом глаукофан-зеленосланцевого метаморфизма в R (?).

Объем метавулканитов намнарудского комплекса превышает 300 км³. Преобладают синевато-серые альбит-эпидот-амфиболовые сланцы (\pm биотит, кварц, гранат, хлорит, сфен, карбонат). Структуры гранонематобластовая, гранолепидобластовая. Состав пород (в %): амфибол — 40—50, альбит — 25—35, эпидот — 5—15; акцессории — магнетит, пирит. В переменных количествах присутствует хлорит, содержание биотита и кварца иногда достигает нескольких процентов. Критические минеральные ассоциации: барруазит+биотит+альбит+эпидот+сфен \pm кварц; гранат+альбит+актинолит \pm кварц, хлорит; барруазит+эпидот+альбит \pm кварц; биотит+эпидот+хлорит+альбит+сфен+карбонат. К наложенным парагенезисам относятся винчит+актинолит+альбит+хлорит+карбонат+сфен+рудный минерал; с диафторезом связано образование кроссита и стильпномелана. В.Е. Минаев относит описываемые породы к барруазит-биотитовой субфации глаукофан-зеленосланцевой фации ($T = 450 \div 500^\circ C$; $P = 6 \div 9$ кбар).

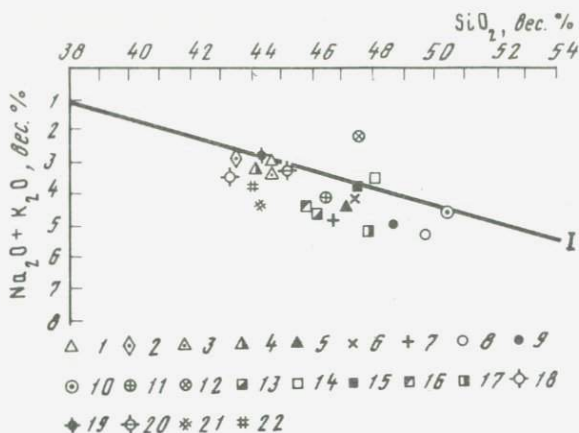


Рис. 39. Диаграмма SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для рифтовых базальтов Южного Тянь-Шаня

Метапикрит-метабазальтовая формация (Каттармай-Ягнобская зона): 1 — пикрито-базальты намрудского комплекса, 2 — то же, уштурского комплекса, 3 — базальты каттармайской свиты, 4 — анкарамиты каттармайской свиты; метабазальтовая субщелочная формация (Каттармай-Ягнобская зона): 5 — базальты дубурсинского комплекса, 6 — базальты анзобского комплекса, 7 — базальты ташрабатской толщи (Атбаши-Хантенгрийская зона), щелочно-оливин-базальтовая формация (Букантау-Карачатыр-Алайская зона): 8 — базальты кулкудукской свиты (Северный Букантау), 9 — базальты Джетымтау II, 10 — базальты шавазской свиты (Северный Нуратау), 11 — средний из базальтов шести свит Южной Ферганы; оливин-базальтовая формация (Букантау-Карачатыр-Алайская зона), 12 — базальты Сартале; Рушанско-Пшартская зона — субщелочная оливин-базальтовая формация: 13 — отаваутекская свита; оливин-базальтовая формация: 14 — мазанчутская свита; субщелочная оливин-лейкобазальтовая формация: 15 — базардаринская серия; 16 — восточно-пшартская серия, 17 — шиндйская свита; пикрит-базальтовая формация: 18 — бельская свита, 19 — джарджилгинская свита; 20 — чатырташская свита; меланобазальтовая субщелочная формация: 21 — шибержилгинская свита; 22 — агаджанская свита; I — линейная дискриминантная функция, разделяющая базальты нормального и субщелочного рядов

Изученные метабазиты петрохимически отвечают субщелочным калий-натриевым пикрито-базальтам (рис. 39), характеризующимся высокой титанистостью и железистостью ($f^r = 35$). В сравнении с кларками базитов они обогащены Th, Sr, Ba, Pb, Cr, Sn, Ni, Hg и обеднены V и Pb.

По петрогеохимическим особенностям они близки к среднему щелочному натриевому базальту континентальных рифтов по Б.Г. Лутцу [49], отличаясь несколько пониженной щелочностью, кальциевостью, содержанием Rb и Sr. Формирование субщелочных пикрито-базальтов, вероятно, ознаменовало заложение рифтогенной структуры Каттармай-Ягнобской зоны в рифе.

Уштурский комплекс (PZ₁?) включает вулканические покровы и субвулканические тела (силлы, дайки), приуроченные к глубинным разломам, ограничивающим с севера и юга Ягнобский глаукофан-зеленосланцевый пояс. Наиболее крупные выходы покровных фаций — в долине р. Уштур, где мощность вулканогенного разреза достигает 500 м. Ареал развития метавулканитов невелик, в связи с чем их

площадь не превышает 10—20 км². Характерны относительно слабая дифференцированность рассматриваемой вулканической серии, широкое развитие субвулканических и пирокластических образований. Насыщенность вулканитами разных разрезов колеблется от 5 до 100%.

В отличие от намнатурдского комплекса в уштурских пикритоидах сохраняются реликтовые первичные структуры, текстуры (флюидальная, туфовая, порфирировая, миндалекаменная) и состав. Вкрапленники сложены моноклинным пироксеном (авгит, титан-авгит), оливином, реже плагиоклазом, амфиболом, биотитом. В базисе преобладают вторичные парагенезисы: альбит+хлорит+амфибол (актинолит) + стильпномелан+карбонат+рудный минерал+эпидот+фенгит+кварц+сфен+биотит.

Петрохимически изученные метабазиты близки к субщелочным пикрит-базальтам (см. рис. 39) намнатурдского комплекса, отличаясь лишь меньшей кремнеземистостью, повышенными концентрациями F, Rb и пониженными — Sr, Pb. Вероятно, к комплексу относятся субвулканические тела пикритов, пикрито-диабазов, субщелочных пироксенитов и габброидов, выделяемых иногда в мосрифский интрузивный комплекс (PZ₁). Они образуют силлоподобные тела и дайки в метавулканитах ягнобской свиты. Наблюдаются переходы от субщелочных пироксенитов (пикрито-диабазов) к субщелочным габброидам. Вкрапленники сложены оливином, моноклинным пироксеном.

В западной части Каттармай-Ягнобской зоны в Зияэтдинских горах вулканиты метапикрит-метабазальтовой формации представлены каттармайской свитой спорного возраста. Одни исследователи (А.С. Аделунг, 1950; Ю.А. Лихачев и др., 1963; М.А. Ахмеджанов и др., 1967) датируют ее ранним палеозоем, другие (В.С. Корсаков и др., 1969; Э.С. Сорокин, Е.И. Барковская, 1972) — нижним девоном, а третьи (Б.В. Яскович и др., 1972—1980) — докембрием, проводя аналогию с ауминзинской и тасказганской свитами.

По данным В.С. Корсакова, эта свита выполняет Рабиджан-Каттармайский прогиб, который, являясь частью более протяженной структуры, имеет ряд признаков, характерных для рифтов.

Вулканиты в ней составляют 15—20%, слагая многочисленные прослои и линзы мощностью от нескольких десятков сантиметров до 200 м и протяженностью от первых метров до нескольких километров. Они сосредоточены в нижней и средней частях свиты, образуя две полосы, прослеживающиеся с запада на восток параллельно друг другу в центральной части гор Каттармай более чем на 20 км. Мощность свиты более 3000 м.

Характерная особенность вулканитов каттармайской свиты — преобладание пирокластических образований над эффузивами. При этом наиболее развиты пепловые туфы, слагающие подавляющее число линз и пластов. Агломераты, вулканические брекчии, лавы и туфолавы развиты ограниченно, тяготеют к центрам извержений, наиболее вероятные из которых находятся в междуречье Булямуш-Джилансай и в верхнем течении руч. Каракутан. Отличительная

черта этих центров — повышенное содержание в породах магнетита (до 3%).

Петрографическое описание всех разновидностей вулканогенных пород произведено В.С. Корсаковым (1976). Главнейшие из них — базальты и анкармиты. Первые преобладают, а анкармиты составляют лишь 20—30% общей мощности вулканитов. Они обладают порфировой структурой, где роль фенокристаллов принадлежит авгиту, реже оливину, нацело замещенному хлоритом, тальком, иддингситом.

Слагающие каттармайскую свиту породы в различной степени метаморфизованы. Крайние члены измененных метабазитов — ортосланцы, среди которых выделяются альбит-хлоритовые, альбит-амфиболовые, альбит-хлорит-карбонатные, а также сланцы состава: глаукофан+актинолит+эпидот+клиноцоизит+альбит+карбонат+сфен.

Вулканогенное происхождение этих пород устанавливается по текстурным особенностям (шаровая отдельность, флюиальность, миндалекаменный облик и т.д.).

Линейность и сосредоточение вулканитов в виде узких и протяженных полос указывают на локализацию жерловых аппаратов вдоль разломов. При этом первичной формой вулканических построек являлись полигенные вулканы с длительными перерывами между извержениями.

Накопление вулканогенных образований происходило в подводных условиях неглубокого морского бассейна, о чем свидетельствуют: тесная ассоциация вулканитов с кремнистыми вулканомиктовыми и карбонатными (с морской фауной) породами; преобладание пирокластики над эффузивами; широкое развитие карбонатных туффов и туфов псаммитовой размерности; наличие бомб со скорлуповатой отдельностью, подушечных лав и агломератов без признаков окисления; широкое развитие в породах миндалекаменной текстуры; наличие магнетита и ильменита микроскопической размерности.

Химический состав вулканитов и их главнейшие петрохимические черты свидетельствуют о принадлежности пород к базальтам субщелочного ряда (см. рис. 39). При этом наиболее магнезиальные разности соответствуют анкармитам — субщелочным пикритобазальтам, большая часть вулканитов — это субщелочные оливновые базальты натриевой и калий-натриевой серий, а наиболее богатые щелочами по своему химизму приближаются к составу гавайитов. Интересно отметить, что аналогичного состава и возраста магматиты имеются и в Кульджуктау, где они, по данным В.Н. Ушакова и А.И. Егорова, образуют субогласные и секущие тела габбро-диабазов.

Метабазальтовая субщелочная формация

Она включает метавулканиты горифской (R—PZ₁?) и ягнобской (PZ₁?) свит, которые входят в состав двух метавулканических комплексов — дубурсинского и анзобского [16].

Метавулканиты дубурсинского комплекса тяготеют к верхним метабазитовым частям разреза горифской свиты, образуя переслаива-

ние в основном с метаграувакками, в меньшей степени — с кварцитами и кремнистыми сланцами. Геолого-петрографические особенности, минеральные ассоциации и характер метаморфизма метавулканитов дубурсинского комплекса близки к таковым описанных выше metabазитов метапикрит-метабазальтовой формации (намнарудский комплекс), в связи с чем здесь не описываются. Объем metabазитов дубурсинского комплекса, по самым скромным оценкам, превышает 700 км³.

По петрохимическим особенностям они представляют собой толеитовые низкоглиноземистые высоконатриевые мелабазальты (редко лейкобазальты) с повышенной железистостью и титанистостью. От метавулканитов намнарудского комплекса они отличаются более низкой меланократовостью и щелочностью и более высокой железистостью и отношением Na/K. В целом могут быть отнесены к геосинклинальным натриевым базальтам (толеитам), однако от заведомо эвгеосинклинальных вулканитов соседней, Мечетлинской зоны отличаются повышенной меланократовостью, титанистостью, пониженной глиноземистостью и щелочностью. В сравнении с кларками базитов они обеднены Rb, В, Ва, сидерофильными элементами и обогащены Sr и Hg. По петрохимическим признакам занимают промежуточное положение между толеитами срединноокеанических хребтов и континентальных рифтов [49]. Главные отличия от океанических базальтов связаны с повышенной концентрацией в изученных вулканитах ряда литофильных элементов и пониженной — сидерофильных.

В состав формации включены также метавулканиты анзобского комплекса [16], связанные в основном с западными ареалами распространения горифской и ягнобской свит (бассейны рек Анзоб, Ягноб, Пасруд и др.). Первичные вулканические структуры и парагенезисы в них не сохранились. Они выходят преимущественно в виде узких тектонических клиньев среди разновозрастных отложений палеозоя. Индекс вулканогенности варьирует от 5 до 30%, характерна сопряженность с метатерригенными образованиями зеленосланцевой и глаукофан-зеленосланцевой фаций. Ориентировочный объем метавулканитов 100 км³.

По данным Г.В. Федорова, они содержат следующие минеральные ассоциации: винчит+альбит+кварц+фенгит+хлорит+актинолит+карбонат+эпидот+рудный минерал; кроссит+альбит+кварц+фенгит+хлорит+актинолит+карбонат+эпидот+биотит?±стильпномелан, сфен, магнетит; хлорит+фенгит+альбит+кварц+эпидот+актинолит±стильпномелан, карбонат; хлорит+фенгит+альбит+кварц+эпидот+актинолит+барруазит±стильпномелан, карбонат.

Петрохимически metabазиты отвечают низкоглиноземистым и низкожелезистым мела- и лейкобазальтам с повышенной натриевой щелочностью и титанистостью. Сопоставимы с базальтами, менее — с пикрито-базальтами дубурсинского и намнарудского комплексов (см. рис. 39), но отличаются по ряду петрогеохимических особенностей. Комплекс изучен недостаточно, и не исключено, что в его составе объединены гетерогенные образования. Метавулканиты имеют

ряд общих черт с океаническими и континентальными щелочными оливиновыми базальтами, но наиболее близки к толеитам континентальных рифтов [49], за исключением несколько пониженных содержаний Al и Ca.

В Атбаша-Хантегрийской зоне рассматриваемая формация представлена ташрабатской раннесилурийской толщей, выполняющей узкие локальные прогибы в Атбашинском хребте. Она включает лавы, кластолавы и туфы базальтового состава. Коэффициент эксплозивности 50—67. Породы отличаются порфировой структурой и устойчивой ассоциацией плагиоклаза и пироксена, оливин редок. Петрохимическая характеристика такова, что при сумме щелочей, достигающей 5%, и содержании кремнезема 46% базальты на диаграмме (см. рис. 39) попадают в поле пород субщелочного ряда. Кроме того, они относятся к натриевой серии, умеренно-глиноземистые и мезократовые.

Трахит-трахибазальтовая формация

Она включает вулканиты верхних частей ягнобской свиты (PZ₁), в разные годы относившиеся к габерудской, рарзской и другим свитам. Рассматриваемые эффузивы выделены Р.Б. Баратовым и др. [16] в качестве нарватского комплекса (O₃—S₁). Комплекс распространен в Каттармай-Ягнобской зоне в бассейнах рек Вору, Нарват, Амшут, Арчамайдан, Газныч, Зормеч и др. Площадь его развития около 250 км², средняя мощность вулканитов порядка 200 м (в отдельных разрезах до 500—600 м), объем 50 км³. Эффузивы ассоциируют с метатерригенными (сланцы, кварциты, метаалевролиты, яшмы), реже — с карбонатными породами. Индекс вулканогенности в разных разрезах варьирует от 5 до 90%, составляя в среднем 15—20%. Возраст формации (O₃—S₁) определен по остаткам кораллов, криноидей, фитопланктона. Наиболее мощные пачки вулканитов (до 500—600 м), почти не сопровождающиеся осадочными образованиями, изучены нами в долинах рек Пахтакишот и Хамибушоль.

Формация сложена сложнодифференцированным и полифациальным рядом вулканитов: лавы, туфолавы, лавобрекчии, туфы, силлы, дайки от трахибазальтов, трахиандезит-базальтов до трахитов—трахилипаритов с развитием промежуточных по составу разностей. Роль пород среднего состава (трахиандезиты, трахиандезито-дациты) относительно невелика. Переходы между породами ряда трахибазальт—трахиандезит обычно постепенные, в то время как трахиты—трахилипариты образуют обособленные тела с четкими контактами как в верхних, так и в нижних частях разрезов. Примерное соотношение базитовой и щелочно-салической породных групп равно 5÷6÷1. Индекс эксплозивности возрастает от трахибазальтов к трахитам. Широко проявлен калиевый метасоматоз, незначительно оторванный во времени от вулканических процессов. Метаморфизм выражен весьма неравномерно, широко сохранились первичные магматические парагенезисы и структуры. Щелочно-салические породы слагают лавовые и туфо-лавовые покровы и залежи (до 300 м мощностью), субвулканические силлы (до 100—150 м мощностью) и дайки.

Текстуры основных—средних пород — массивная, сланцеватая, очковая, редко миндалекаменная. Структуры — порфировая (апопорфировая). Вкрапленники (10—35% объема пород) сложены примерно равным количеством моноклинного пироксена и плагиоклаза, менее — амфиболом. В туфах структура гранобластовая с элементами кристалло-литокластической. Основная масса — нематогранобластовая, апопилотацитовая, апомикролитовая. Базис сложен в основном метаморфогенными минералами: альбит, фенгит, хлорит, эпидот, кварц, актинолит, карбонат, рудный минерал, сфен, лейкоксен, реже отмечаются винчит, кроссит, альбит и кварц.

Моноклинный пироксен представлен удлинненно-призматическими фенокристами (2—6 мм), обычно замещенными амфиболом, хлоритом, карбонатом, эпидотом, рудными минералами. Он ($N_g = 1,716$; $N_p = 1,687$; $+2V = 50^\circ$) характеризуется невысокой железистостью (19—20%), титанистостью ($TiO_2 = 0,7\%$), умеренной глиноземистостью ($Al_2O_3 = 3,4 \div 3,9\%$) содержит 10% чермакита и 3—4% жадеита. Плагиоклаз представлен тонко таблитчатыми вкрапленниками, обычно замещенными альбитом, карбонатом, энстатитом, фенгитом (реликты An_{40}).

Вулканыты при метаморфических преобразованиях переходят в альбит-хлорит-амфиболовые, карбонат-хлорит-альбитовые, хлорит-эпидот-альбит-фенгитовые, эпидот-хлорит-альбит-амфиболовые сланцы. Г.В. Федоровым описаны в основной массе метаморфические парагенезисы: актинолит-фенгит+эпидот+хлорит+альбит+кварц+винчит+карбонат±кроссит, стильпно-мелан; актинолит+фенгит+кварц+альбит+карбонат+хлорит; хлорит+фенгит+альбит+кварц+эпидот+актинолит±стильпно-мелан (глаукофан-зеленосланцевая фация, $P \geq 6 \div 8$ кбар, $T \approx 450^\circ C$). Амфибол представлен актинолитом, кросситом, винчитом.

Петрохимически обособляются две группы пород — субщелочные основные—средние и щелочно-салические; их объединяют повышенные щелочность и калиево-сть. Основные—средние породы в целом сближены между собой по высокой щелочности и калиево-сти и низкой железистости (37—43%), титанистости, глиноземистости, известковистости. Щелочно-салические породы отличаются повышенной железистостью и глиноземистостью ($al' = 8 \div 39$). Рассматриваемая формация по составу и трендам дифференциации напоминает островодужные шошонитовые серии [49] (отличие по Al, Ca, Mg, Sr), а также некоторые рифтогенные контрастные ассоциации по А.Ф. Белоусову и др. [17]. Геохимические особенности пород во многом определяют их обогащенность К и F. Основные—средние породы содержат повышенные (выше кларков) количества U, Th, Zr, Sn, Sb, В, Cr, пониженные — Sr, V, Co. Щелочно-салические породы обогащены Cs, Th, В, Zr, Nb, Sn, Pb и обеднены Li, Rb, U, Y, Sr, сидерофильными элементами.

Щелочно-оливин-базальтовая формация

Она распространена преимущественно в Букантау-Карачатыр-Алайской зоне, в которой рифтовый магматизм проявился в девоне после магматизма собственно-геосинклинального этапа. При этом сформировалась габбро-пикрит-щелочно-оливин-базальтовая ассоциация по-

род, объединяющая три формации: щелочно-оливин-базальтовую, оливин-базальтовую и пикрит-габбро-диабазовую.

Выходы пород рассматриваемой формации тяготеют к региональным глубинным разломам, развивавшимся по границе Срединного и Южного Тянь-Шаня от Букантау до восточного окончания Ферганской впадины и далее на восток в Атбаши-Хантенгрийской зоне, образуя узкую (1—3 км) протяженную (более 1000 км) зону. Вулканиды представлены пироксеновыми базальтами, которые сохранили почти на всем протяжении тождество состава и структурно-текстурных особенностей. Вместе с тем возраст этих базальтов датируется по разному. Так, в Северном Букантау К.К. Пятков и др. (1975 г.) включают их в тубабергенскую свиту и считают их ранне-среднекарбонowymi, Р. Абдуллаев относит их к ордовику, а В.Д. Чехович (1959 г.) — к венлоку. В Северном Нуратау О.А. Старцев [82], выделяя пироксеновые базальты в самостоятельную шавазскую свиту, определяет ее возможный возрастной интервал между ордовиком и силуром, а отложения карбона в разрезе вулканидов этой свиты он рассматривает как тектонические пластины.

Возраст пироксеновых базальтов Южной Ферганы также решен неоднозначно. Г.С. Поршняков в целом определяет его в пределах раннего—среднего девона. Г.И. Макарычев [52] доказывает раннепалеозойский возраст вулканидов Сартале, которые по его мнению, несогласно перекрыты базальными конгломератами нижнего силура. Аналогично датируются им вулканогенные толщи, развитые в бассейнах рек Сох и Исфара, но не яшская и араванская свиты, за которыми им признается девонский возраст.

В этой ситуации нами в целом для формации принимается девонский возраст и подчеркиваются нижеследующие ее специфические признаки: приуроченность к относительной узкой зоне долгоживущих региональных глубинных разломов; формирование после геосинклинального вулканизма, но до массового внедрения коровых гранитоидов и горообразования; щелочно-оливиновый состав базальтов; пироксен-лабрадор-андезиновый парагенезис породообразующих минералов; слабая степень зеленокаменного перерождения; пространственная сопряженность с пикритами.

Рассмотрим главнейшие особенности пород этой формации в наиболее представительных участках ее распространения в пределах указанной зоны.

В Северном Букантау возрастное местоположение вулканидов щелочно-оливин-базальтовой формации (кулкудукская свита) доказываемся интрузивными взаимоотношениями их субвулканических образований в саях Карабулак и Кангашар, а также стратиграфическим перекрытием ими лейкократовых базальтов толентовой формации ордовика (тубабергенская свита). Верхней возрастной границей описываемых вулканогенных пород является архарская свита ($C_2b_2—m_1$) (гальки вулканидов содержатся в базальных конгломератах этой свиты).

Характер контактов образований щелочно-оливин-базальтовой формации с вмещающими породами приводит нас к выводу о том, что

ими выполнена отрицательная структура типа грабена, которая субшироко вытянута вдоль Северо-Букантауских гор при максимальной ширине не более 5 км. Последующие блоковые перемещения усложняли строение грабена, вследствие чего в западной части грабена (сай Карабулак, Кангашар) вулканиты сохранились лишь в виде продуктов субвулканической фации, в центральной (сай Кул-кудук) — наряду с субвулканической фацией развиты прижерловая и жерловая, а на востоке преобладают фации промежуточной зоны.

Субвулканическая фация представлена протяженными межпластовыми интрузивными телами и сложными дайками мощностью от одного до нескольких десятков метров. По составу они отвечают порфировым и афировым долерито-базальтам с микродолеритовой и интерсертальной структурами основной массы и миндалекаменной текстурой. В фенокристаллах — лабрадор, пироксен и, возможно, оливин, нацело замещенный серпентином. В главной массе — каркас из лейст плагиоклаза, а в промежутках — изометричные зерна или розетки пироксена, хлоритизированное вулканическое стекло и лейкоксен. Иногда в отдельных участках пироксен в виде длинных призм в параллельном срастании с лейстами плагиоклаза, образует пучки — вариолы или скелетные дендритовидные кристаллы. Миндалины выполнены хлоритом, реже карбонатом.

В прижерловой зоне пироксеновые базальты характеризуются теми же структурами и составом, что и в субвулканической фации, но сложение пород более мелкозернистое. Кроме того, здесь широко развиты агломератовые, шаровые лавы. В последних размеры шаров достигают 1 м в диаметре, а межшаровое пространство при этом заполнено не вулканогенным материалом, а кремнистым веществом.

И, наконец, эффузивы из наиболее удаленных от вулканического аппарата зон имеют гломеропорфировую структуру, обусловленную фенокристаллами лабрадора и пироксена. Главная масса — часто гиалопилитовая, без темноцветных минералов или интерсертальная. Текстура нередко миндалекаменная, но размер миндалин и их количество в этих базальтах заметно меньше — 1—2 мм. Близкая степень идиоморфизма пироксена и плагиоклаза, развитие рудного минерала в мезостазице свидетельствуют об их поздней кристаллизации.

Эффузивы переслаиваются с пачками кремнистых пород, аргиллитов и известняков, содержащих остатки брахиопод и гониатитов, что указывает на подводный характер вулканизма.

А.К. Бухарин [26] определяет мощность тубабергенской свиты в 1000 м. Из-за вышеуказанной сложности ее строения, эта мощность не может быть отнесена к породам только щелочно-оливин-базальтовой формации. Однако сокращение ее на любую величину также не будет соответствовать истинной мощности, поскольку архарская свита ложится на глубоко эродированную поверхность вплоть до докембрийских отложений нижнекумбулакской подсвиты.

Химический состав вулканитов кулкудукской свиты и важнейшие петрохимические характеристики свидетельствуют о принадлежности

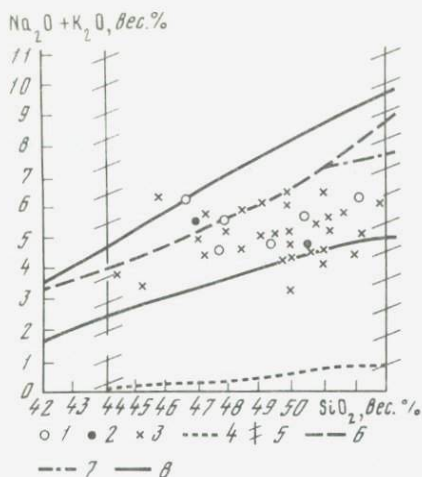


Рис. 40. Положение пород щелочно-оливин-базальтовой формации Южного Тянь-Шаня в координатах SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

1 — Северный Букантау, 2 — Джетымтау II, 3 — Северный Нуратау, 4—8 — см. рис. 5 (7—9)

их к породам субщелочного ряда натриевой серии, вследствие чего все они располагаются в поле эффузивов субщелочного ряда (рис. 40), но при этом вулканиты с минимальным содержанием кремнезема (47—48%) и магнезии (3—4%) находятся в поле распространения щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды, соответствия при этом

по ряду признаков муджиериту. Вулканиты с содержанием кремнезема более 48% отвечают по составу главных петрогенных окислов субщелочным лейкобазальтам. По содержанию же двуокиси титана и суммарного железа большинство проанализированных вулканитов кулкудукской свиты относится к категории бедных и лишь некоторые (с содержанием TiO_2 более 2%) — к категории с нормальным содержанием титана.

Геохимические особенности базальтов Северного Букантау выражаются в вышекларковых содержаниях Sr, Zn, Mo, Be, La, As, нижекларковых Sr, Cu и однокларковых Mn, V, Ni, Co, Zr, Ba. Пропилиты образуют среди вулканитов широтные зоны мощностью несколько метров и протяженностью в десятки метров, состоящие из кварца, альбита, карбоната, хлорита, эпидота и вкрапленный пирита. Отмечаются также зоны эпидозитов и окварцевания, которые по размерам уступают пропилитам.

В восточном окончании гор Букантау, в возвышенности Джетымтау II, имеются вулканогенные образования, которые А.К. Бухарин и др. датируют ранним карбоном. Поникленко И.А. и др. описали на южном склоне этой возвышенности толщу вулканогенно-осадочных пород, среди которых в линзах и горизонтах известняков ими была обнаружена фауна позднекембрийского—раннеордовикского возраста. По данным этих исследователей, толща представлена вулканитами основного и среднего состава общей мощностью 570 м. Нами же на южном склоне Джетымтау II, в центральной его части, наблюдались интрузивные взаимоотношения туфолов с горизонтом известняков. Состав и структурно-текстурные особенности вулканитов таковы, что позволяют отождествлять их с описанными выше в Букантау и отнести к щелочно-оливин-базальтовой формации.

Структура базальтов чаще всего порфирировая с интерсертальной или вариолитовой структурами основной массы. В фенокристаллах присутствуют плагиоклаз и пироксен с одинаковой степенью идио-

морфизма. Эти же минералы преобладают и в главной массе. При этом лейсты плагиоклаза образуют каркас, промежутки которого выполнены мелкими зернами пироксена или продуктами разложения вулканического стекла — хлоритом, эпидотом, карбонатом. Здесь же концентрируется сфен и зерна магнетита. Вариоли состоят из плагиоклаза и рудного минерала, образующих дендритовидные кристаллы. Последний, кроме того, содержится в главной массе в виде пылевидных и игольчатых частиц.

Афировые разности базальтов отмечаются в обломках значительно реже. Они также обладают интерсертальной структурой, но размер лейст плагиоклаза в них меньше.

Текстура базальтов часто миндалякаменная. В миндалинах развит хлорит, карбонат, альбит. Вторичные изменения базальтов обязаны процессу пропилитизации.

В Северном Нуратау базальты описываемой формации образуют субшироотно вытянутую линзовидную полосу, прерывисто прослеживающуюся от сая Каракия на востоке до Танчи-сая на западе. Наибольшая ширина полосы, достигающая 1300—1500 м, приходится на среднее течение Османсая. По направлению на запад и восток она уменьшается до нескольких сотен метров. Полоса распространения вулканитов с севера и юга ограничена разломами. Вдоль южного разлома почти на всем протяжении вулканиты соприкасаются с зеленокаменными породами иттунысайской свиты, а по северной границе распространены осадочно-метаморфические породы от силурийского до каменноугольного возраста. Вдоль нее же локализируются вулканические аппараты. Наиболее хорошо сохранившийся вулканический аппарат щелочно-оливин-базальтовой формации находится в верховье правого водного притока Османсая.

Жерло выполнено хаотически нагроможденной мелкообломочной лавобрекчией, меньше — шировыми лавами и единичным широтно вытянутым (6×15 м) телом пикритов. С востока, юга и запада вулканическое жерло окружено потоками базальтовых лав. Туфы и туфолавы отмечаются в основном в удалении от жерла либо в глубоких эрозионных окнах вблизи последнего. Это свидетельствует о том, что взрывная деятельность была свойственна лишь вначале извержения вулкана, а затем сменилась многоимпульсными лавовыми излияниями. Лавы обычно имеют шаровое или матрацевидное сложение. В первых импульсах микропорфировых базальтов в виде фенокристов находился исключительно плагиоклаз, в последующих наряду с плагиоклазом появился и пироксен, который позднее стал преобладать, а в заключительных импульсах появился и оливин. Большинство из упомянутых типов микропорфировых базальтов чередуются с афировыми разностями с интерсертальной или толентовой структурами главной массы.

На диаграмме (см. рис. 39) вулканиты распространены в основном в области пород субщелочного ряда, ниже нижней границы распространения щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды. Эффузивы с содержанием SiO_2 менее 46% соответствуют субщелочным оливиновым базальтам, а более 47% — субщелочным лейкобазальтам

и значительно реже нормальным лейкобазальтам. Преобладают вулканы натриевой серии, менее — калий-натриевой и очень редки — калиевой. Обычно породы мезократовые, реже меланократовые, чаще умеренно-глиноземистые, чем высокоглиноземистые. Большинство пород обеднены железом (9—11% в пересчете на закись), но с нормальным (приблизительно 2%) содержанием титана.

В Южной Фергане вулканы рассматриваемой формации образуют узкие протяженные прерывистые пояса, трассирующие Южно-Ферганский и Охнинско-Талдыкский глубинные разломы. Выделяется несколько субшироко вытянутых вулканических поясов: Киргизатинский, Карачатырский, Учкурганский, Сартале-Баткенский. Киргизатинский пояс прослеживается от долины р. Чиле на восток до левых притоков р. Гульча, где поворачивает к северу, скрываясь под мезозой-кайнозойским покровом. Длина пояса составляет 85—90 км, а ширина — 12—13 км. На западном продолжении его, в междуречье Исфара—Сох-Шахимардан располагается Сартале-Баткенский пояс протяженностью 45—50 км и шириной 5 км на западе и 1,5—2 км на востоке. Между двумя упомянутыми поясами имеются изолированные обнажения девонских вулканитов, указывающие на былую непрерывность вулканической структуры. Учкурганский пояс начинается западнее р. Шахимардан, прослеживается на левобережье р. Исфайрамсай и далее на востоке скрывается под мезозой-кайнозойским покровом. Восточным продолжением этого пояса, по-видимому, являются выходы среднепалеозойских вулканитов на правобережье р. Абширсай и между р. Араван и перевалом Чекмак. На западном продолжении пояса располагается канская полоса ультрамафитов с выходами девонских эффузивов. Длина собственно Учкурганского пояса составляет 50 км, а с учетом выходов по Абширсаю и Аравансаю достигает 90 км при максимальной ширине 3—5 км. Карачатырский вулканический пояс располагается в восточной части одноименных гор в междуречье Араван-Джилчилсай. Видимая протяженность его 25 км (ширина 10—15 км), однако не исключено, что выходы вулканитов в горах Алдыяр и Намаздек (бассейн р. Куршаб) также относятся к этому поясу. Таким образом, в целом вулканы девона образуют широко вытянутую зону, прослеживающуюся от долины р. Гульча (на востоке) до пос. Сулюкта (на западе) на 330—340 км.

В пределах зоны выделяются несколько вулканогенных свит (D).

Баткенская свита (D₁) является нижним членом девонского вулканогенного комплекса. Она представлена во всех упомянутых выше вулканических поясах, но наиболее полно — в Сартале-Баткенском. Здесь она согласно залегает на чилесайской осадочной свите и представлена лавами базальтов и межпластовыми телами долеритов, чередующихся с прослоями гравийных туфов, кремней, сургучных яшм и глинисто-кремнистых сланцев. Лавы обычно обладают шаровой или караваеобразной отдельностью и миндалекаменной (иногда пузыристой) текстурой. Шары достигают 0,5—1 м в диаметре, ядра их заполнены кварцем, в межшаровое пространство — кремнистым материалом или лавой базальта. Последний имеет порфириковую структуру,

фенокристы состоят из оливина (40—45%) и титан-авгита (20%). Главная масса обладает вариолитовой или гиалиновой структурами. При этом наиболее стекловатые разности лав находятся в верхних частях свиты, а раскристаллизованные, в том числе субвулканические межпластовые тела долеритов — в нижней.

Туфы отмечаются в низах свиты. Они имеют гравийную размерность обломков, представленных вариолитами, гиалобазальтами и долеритами. Цемент базальный, преимущественно карбонатный.

Изредка отмечаются линзы и прослои кремнистых сланцев и гематитовых яшмовидных пород мощностью в первые метры. Общая мощность свиты 500—600 м.

Яшская свита (D_1) наиболее развита в Киргизатинском поясе, где, по мнению одних исследователей, согласно залегает на отложениях силура, других — перекрывает их с угловым несогласием, а третьих — имеет с окружающими породами тектонические контакты. Свита представлена пепловыми, витрокластическими и литокристаллокластическими туфами. Эксплозивный индекс свиты составляет 80—90%, остальная часть приходится на горизонты базальтовых лав, некоторые из которых являются, по-видимому, субвулканическими межпластовыми образованиями. Пирокластика в туфах представлена базальтом, либо вулканическим стеклом основного состава, либо пироксенами. Кроме того, характерным для туфов яшской свиты является наличие обломков, близких по составу к пикритам, диабазпикритам, авгитам с вариолитовой структурой. Мощность свиты варьирует от 800—1000 м на западе пояса до 1500—1600 м в междуречье Акбура—Джилису.

Араванская (D_{1-2}) существенно эффузивная свита согласно, местами с постепенным переходом залегает на туфах яшской свиты. Свита имеет существенно лавовый состав и этим резко отличается от подстилающей ее туфогенной яшской свиты и лежащих выше пород куруганской свиты, значительно обогащенной известняками, и эффузивно-пирокластической каттаторской. Коэффициент эксплозивности араванской свиты (8—9%) обуславливается туфами базальтового состава. Осадочных пород мало и представлены они прослоями кремней мощностью 1—2 м и линзами известняков до 10 м. Присутствуют как массивные лавы, так и с подушечной отдельностью, а также шаровые. Размеры шаров достигают 1,5—2 м в диаметре. Широко развиты миндалекаменные эффузивы, нередко переходящие в пузыристые разности. Лавы представлены порфиrowыми базальтами с вариолитовой и гиалопилитовой структурами. В фенокристах — плагиоклаз, пироксен, оливин. Значительный объем свиты составляют диабазы, а также тела пикритов и пикрит-диабазов, представляющих субвулканические образования. Это обычно межпластовые тела до 50 м и протяженностью от десятков метров до первых километров. Локализуются они в низах араванской свиты, имеющей мощность 700—1000 м.

Куруганская свита (D_2) развита не повсеместно, а наиболее представительна в районе Кичикалайского хребта, в междуречье Киргизата—Куруган. Здесь с видимым согласием, но с небольшим раз-

мывом она ложится на лавы араванской свиты, имея в основании 10-метровой мощности базальный горизонт гравийных туфов смешанного состава, и с постепенным переходом перекрывается вулканитами каттаторской свиты. Куруганская свита состоит из чередующихся линзовидных пачек (мощность 100—135 м) известняков (возможно, биогермы) с покровами (мощность 30—40 м) красно-бурых базальтов, туфов и тефроидов. Преобладают известняки (370 м из 570-метровой мощности свиты), а лавы и туфы присутствуют примерно в равных количествах. Лавы представлены порфиоровыми базальтами с вкрапленниками оливина, авгита и плагиоклаза. Среди туфов различаются породы базальтового и смешанного составов. Первые сложены обломками базальтовых лав, аналогичных слагающим покровы, и основным стеклом, а во вторых наряду с обломками базальтов присутствуют обломки кератофилов. Встречаются также субвулканические тела диабазов с полнокристаллической структурой, которая у контакта с вмещающими породами становится стекловатой.

Каттаторская свита (D₂?) завершает вулканогенный комплекс девона Букантау-Карачатыр-Алайской зоны. Отмечается она лишь в Киргизатинском поясе, в междуречье Киргизата-Акбура, где согласно залегает на куруганской свите и перекрывается отложениями ходжагаирской свиты (C₁). Каттаторская свита в основном состоит из базальтовых лав (коэффициент эксплозивности равен 20) и в меньшей степени из туфов, тефроидов, кремней и известняков. Мощность свиты достигает 100 м. Лавы — порфиоровые базальты с вкрапленниками оливина, авгита, титан-авгита, плагиоклаза. Преобладают титан-авгитовые базальты. Туфы пелитовые, псаммитовые, гравийные и крупнообломочные. Обломочный материал в них представлен основным вулканическим стеклом, базальтами и кристаллами пироксена и плагиоклаза, т.е. близок по составу пирокластам яшской свиты.

Геологическая позиция рассмотренных вулканогенных свит чрезвычайно сложна, что затрудняет воссоздание максимально реальных условий вулканизма в девонское время.

Большинство из выходов вулканогенных пород пространственно сопряжено с серпентинитами альпинотипной габбро-перидотитовой формации, с которыми обычно имеют тектонические контакты, и с пикритами, которые прорывают вулканиты, но с субвулканическими долеритами и габбро-долеритами иногда наблюдаются постепенные взаимопереходы. Наблюдения над структурно-текстурными особенностями эффузивов нижней части вулканогенной толщи показали, что излияния начинались с афировых базальтов с интерсертальной структурой, затем базальты становились микропорфиоровыми с фенокристами пироксена и плагиоклаза, но интерсертальная структура главной массы сохранялась. Затем увеличились размеры порфиоровых выделений, а структура главной массы стала гиалопилитовой. Завершается эффузивная часть толщи лавобрекчий, состоящей из обломков вулканического стекла, цементированного карбонатом. Эффузивы эксплозивной части толщи характеризуются интерсертальной структурой, но порфиоровые выделения в них представлены исключительно плагиоклазами. Таким образом, по мере извержения лавы

Рис. 41. Положение пород щелочно-оливин-базальтовой формации Южной Ферганы в координатах SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

Свиты: 1 — чилесайская, 2 — баткенская, 3 — яшская, 4 — араванская, 5 — куруганская; 6 — каттаторская; 7—11 — см. рис. 5 (7—9)

базальта становились более порфирированными, а фенокристы — плагиоклазовыми.

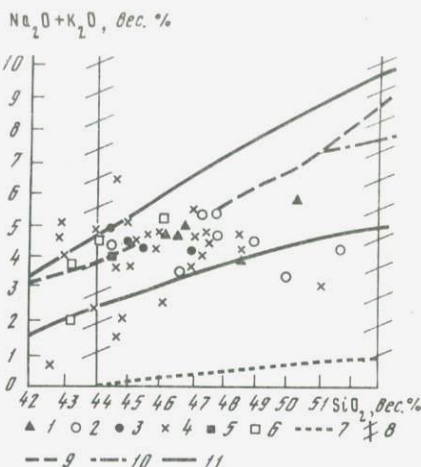
Химический состав девонских вулканитов рассматриваемой зоны и их важнейшие петрохимические особенности свидетельствуют о принадлежности подавляющего большинства пород к базальтам субщелочного ряда (см. рис. 39). На диаграмме SiO_2 — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (рис. 41)

хорошо отражается субщелочной профиль пород. При этом выделяются два ритма с антидромным характером изменения состава базальтов во времени. Вулканиты наиболее ранней, чилесайской, свиты занимают крайне правое положение в области распространения пород субщелочного ряда с граничными содержаниями SiO_2 — 46—50%. В следующей за ней базальтах баткенской свиты содержание SiO_2 составляет 47—48% при минимальных значениях 44,5%. Завершают этот ритм вулканиты яшской свиты, в которых граничные содержания SiO_2 соответствуют 44,5—47%. Следующий ритм начинается с базальтов араванской свиты, характеризующихся содержаниями SiO_2 в пределах 42,5—48,5%. Затем следуют базальты куруганской свиты с содержанием SiO_2 45% и каттаторской с граничными содержаниями 43—46%. Базальты с наименьшим содержанием кремнезема обычно сопровождаются телами пикрито-базальтов и пикритов. Это относится к породам араванской и каттаторской свит, т.е. вулканитам второго, более позднего ритма.

Интересно отметить, что при колебаниях в базальтах кремнезема в пределах 7—8% сумма щелочей в основном остается постоянной (3—5%) в обоих ритмах, а в ультраосновных породах понижается до содержания соответствующего пикритам нормального ряда (0,5—1,5%) либо повышается до содержания в щелочных пикритах (4—5%).

Оливин-базальтовая формация

Базальты этой формации обнаружены нами в западной и восточной частях Букантау-Карачатыр-Алайской зоны, где они пространственно сопряжены с базальтами щелочно-оливин-базальтовой формации, но четко выделяются по специфичной скелетной структуре авгита. В Северном Букантау эти базальты находятся в непосредственной близости от вулканического жерла, расположенного в сае Кул-



кудук, в горах Карачатыр в Араван-сае они тяготеют к южной тектонической границе распространения вулканитов, так же в зоне пород околожерловой фации. Наиболее представительны они в урочище Сартале (Алайский хребет), где образуют толщу, моноклинально падающую на север. Южная граница ее определяется Надирским пикрит-габбро-диабазовым силлом, а северная — тектоническим контактом с вулканитами щелочно-оливин-базальтовой формации.

В нижней части разреза преобладают эксплозивные фации: туфы, бомбовые и лапиллиевые горизонты, а также прослои кремнистых сланцев. Вверх по разрезу увеличивается мощность лавовых потоков и уменьшается мощность туфов и кремней. Весь разрез насыщен межпластовыми телами диабазов и габбро-диабазов.

Отличительной и характерной чертой эффузивов является их радиально-лучистая фигурная структура типа "спинифекс". Она обусловлена дендритовидной формой пироксена (титанистый авгит), промежутки которого заполнены вулканическим стеклом. В лапиллях и бомбах структура пироксенов микро- и криптозернистая, а в мощных потоках и субвулканических телах — среднезернистая. В последних случаях вместо стекла присутствует плагиоклаз, а структура становится аналогичной микропегматитовой, в которой во взаимном прорастании находятся пироксен и плагиоклаз.

Эффузивы обычно порфиоровые, в фенокристах преобладают оливин и пироксен, частично или полностью замещенные серпентином. Наличие в замещенных серпентином фенокристах мельчайших зерен сланца указывает на титанистый характер темноцветных породообразующих минералов, которые в основном и концентрируют двуокись титана, содержащуюся в породе, поскольку рудные акцессории в ней практически отсутствуют.

Петрохимические особенности пород формации свидетельствуют о том, что это базальты нормального ряда (оливин-базальтового вида) калий-натриевой серии, умеренно-глиноземистые, мезократовые, бедные титаном.

Пикрит-габбро-диабазовая формация

Эта формация впервые в Средней Азии выделена Н.П. Михайловым и Ю.Л. Семеновым [57]. Породы этой формации развиты главным образом в Букантау-Карачатыр-Алайской и Атбаци-Хантенгрильской зонах в тесной пространственной сопряженности с альпинотипными ультрамафитами, прослеживаясь почти на всем протяжении Южно-Тяньшаньского офиолитового пояса. Ранее они ошибочно рассматривались совместно с ними в составе единой габбро-перидотитовой формации или же с позиции тектоники плит в составе докембрийских (рифейских) офиолитовых комплексов [52].

Пикриты, пикрит-диабазы, офитовые габбро-диабазы слагают простые и дифференцированные субсогласные силлы либо небольшие, секущие штоко- и дайкообразные тела (при значительном преобладании габбро-диабазов), приуроченные к площадям развития осадочно-вулканогенных и вулканогенных свит девона и песчано-слан-

цевых отложений силура—нижнего девона в зонах региональных глубинных разломов (Северо-Букантауский, Северо-Нуратинский, Южно-Ферганский, Атбаши-Иныльчекский).

Размеры тел сравнительно небольшие. Преобладают силлы и дайки длиной от первых десятков до нескольких сотен метров и мощностью от 1—3 до 30—50 м, реже штоки площадью до 0,05—0,1 км², иногда 0,5—1 км²; наиболее крупные силлы протягиваются до 2—3 км при мощности до 100—300 м. Самый крупный силл — Надирский расположен в урочище Сартале (Южная Фергана) и имеет размеры 5÷5,5×0,1÷0,5 км, площадь обнаженной части около 1,5 км² (из них пикриты — 0,8 км²). Контакты их с вмещающими породами преимущественно субсогласные, но всегда четкие, резкие (пикритовые тела), иногда отчетливо секущие как интрузивные, так и тектонические [13, 48, 80].

В Южном Тянь-Шане с запада на восток выделяются следующие группы пород пикрит-габбро-диабазовой формации, образующих серии цепочкообразных силлов и тел: Северо-Букантауская (горы Букантау), Османсайская (хр. Северный Нуратау), Надирская (Южная Фергана, хр. Катрантау, Карачатырская (горы Карачатыр), Баубашатинская (Северо-Восточная Фергана, горы Баубашата и северо-западная оконечность Ферганского хребта), Ташрабатская (хр. Атбаши, западная и восточная части, хр. Джангджир, западная часть), Каиндинская (хр. Иныльчек, юго-западная часть, бассейн р. Каинды).

Породы рассматриваемой формации тесно ассоциируют с базальтами рассмотренных выше субщелочной метабазальтовой, щелочно-оливин-базальтовой и оливин-базальтовой формаций.

Минеральный состав пикритов различных групп довольно однообразен, основные породообразующие минералы (в %): оливин-хризолит — 70—95, моноклинный пироксен (авгит и титан-авгит) — 3—15, бурая роговая обманка — 3—5, плагиоклаз (лабрадор-битовнит) — 5—12, биотит и флогопит — 2—3, титаномагнетит — до 2; аксессуарии — хромит, ильменит, сфен, апатит, сульфиды (пирротин, пентландит); вторичные — серпентин, уралит, лейкоксен, магнетит. По содержанию оливина и плагиоклаза, а также по степени серпентинизации пород выделяются следующие разновидности пикритов: оливиновые пикриты (меймечиты), плагиоклазовые пикриты, серпентинизированные пикриты, апопикритовые серпентиниты.

Наиболее характерные структуры пикритов — порфировая, порфиroidная и пойкилитовая, апопикритовых серпентинитов — решетчатая. Для некоторых пикритов Северного Нуратау и Северного Букантау И.Х. Хамрабаев [95] впервые, а позднее Н.П. Михайлов и В.В. Баранов [56] отметили структуру "спинифекс".

Пикрит-диабазы встречаются в переходных зонах между пикритами и габбро-диабазами дифференцированных силлов (Надир, Ташрабат, Каинды), реже образуют отдельные тела (Карачатыр). К ним Ю.Л. Семенов [80] относит разности, состоящие на 50—70% из порфировидных кристаллов оливина и мелкозернистой основной массы, среди которой преобладают авгит и сосюритизированный плагиоклаз (лабрадор). Габбро-диабазы и офитовые габбро —

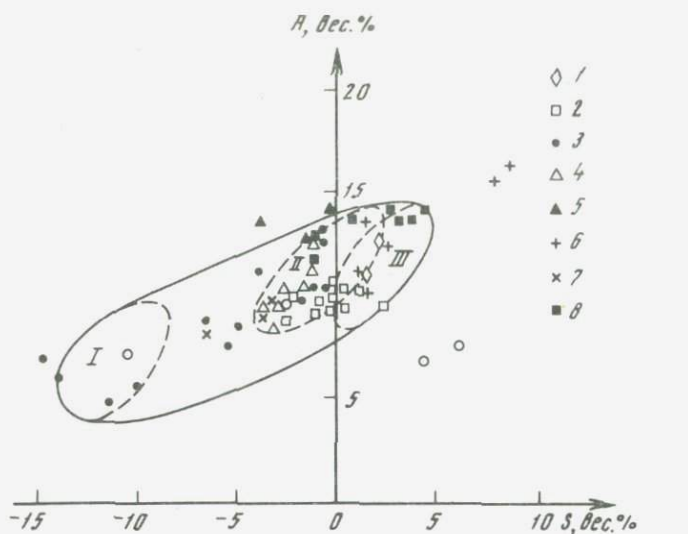


Рис. 42. Поля модельных составов вулканических и гипабиссальных пород формации пикритов

I — меймечитов, II — пикритов, III — перидотитовых коматиитов: 1 — Северный Букантау; 2 — Османсай; 3 — Надир; 4 — Карачатыр; 5 — Баубашата; 6 — Ташрабат; 7 — Каинды; 8 — Юго-Западный Памир.

наиболее широко распространенный тип пород. Они слагают серии самостоятельных силл и даек, реже принимают участие в строении дифференцированных тел. Это — серо-зеленые полнокристаллические породы различной зернистости, состоящие из плагиоклаза (андезин-лабрадор — 60—70%) и моноклинного пироксена (авгит — до 30%) и аксессуарных — ильменита, титаномагнетита, реже сфена и апатита. Габбро-диабазы часто интенсивно изменены постмагматическими процессами, и их первичные минералы замещены агрегатом альбита, соссюрита, хлорита и уралита. Типичная структура — офитовая, однако для габбро Надирского силла в зонах закалки Ф.П. Леснов и др. [48] отмечают специфическую структуру типа "спинифекс" с резко удлинненными "метельчатыми" кристаллами клинопироксена и скелетными кристаллами титаномагнетита.

Петрохимические и геохимические особенности пикритов и габбро-диабазов изучены слабо, однако о некоторых из них можно говорить с достаточной степенью уверенности. На диаграмме A-S (рис. 42) пикриты Южного Тянь-Шаня почти полностью располагаются в поле модельных мантийных составов, лишь пикриты Северо-Восточной Ферганы располагаются несколько выше его, что свидетельствует о более лейкократовом их составе. Пикриты Северного Букантау и частично Османсайской и Ташрабатской групп располагаются в поле состава перидотитовых коматиитов. О схожести их с последними свидетельствуют также присущие им структуры типа "спинифекс"

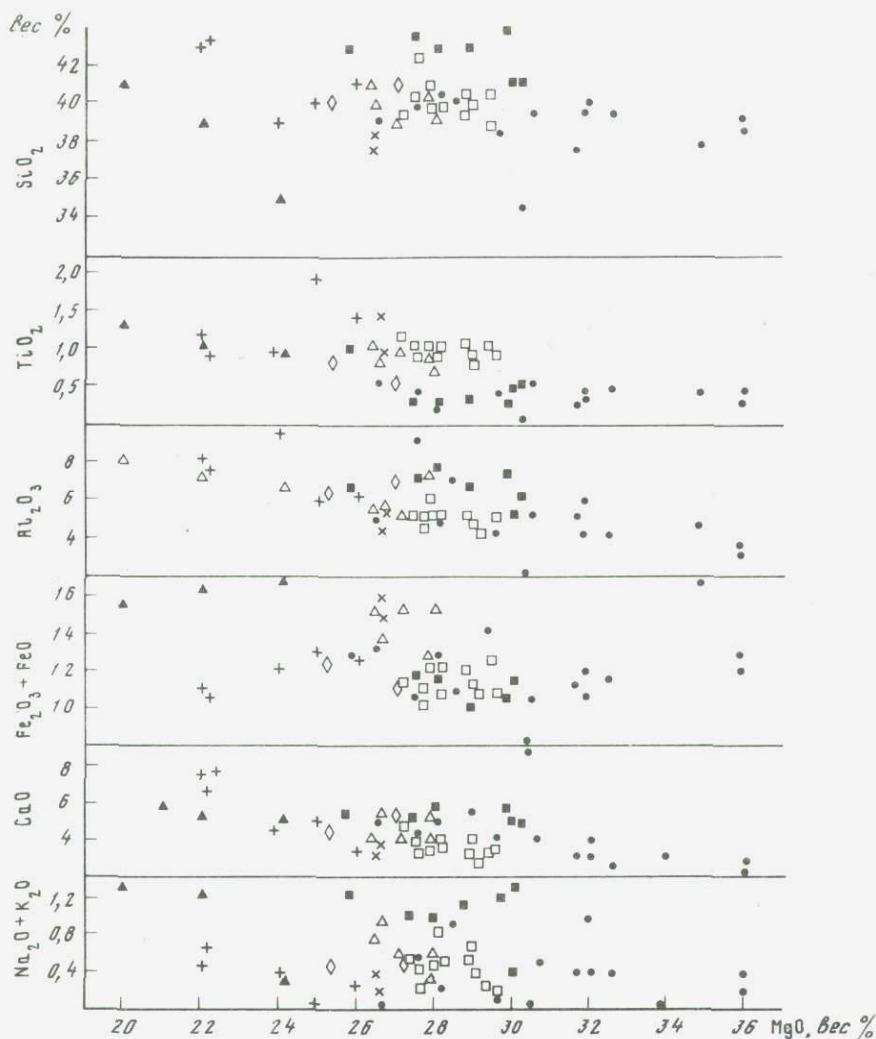


Рис. 43. Вариационная диаграмма MgO—окислы (вес. %) для пикритов Южного Тянь-Шаня

Условные обозначения см. рис. 42

На вариационной диаграмме MgO — окислы (рис. 43) отчетливо выявляются основные петрохимические особенности пикритов Южного Тянь-Шаня: низкое (преимущественно менее 46%) содержание SiO_2 и слабая дифференцированность по кремнезему (в пределах 38—42%) при сравнительно значительных колебаниях содержания MgO. Наиболее магниезальными (28—39%) являются пикриты надирской группы, наименее (20—27%) — баубашатинской, ташрабатской и кайндинской групп, расположенных в восточном секторе Южного

Тянь-Шаня. Тренды Al_2O_3 , TiO_2 и $Na_2O + K_2O$ свидетельствуют об обратной корреляции этих окислов с MgO . При этом наиболее низкими содержаниями глинозема, двуокиси титана и щелочей характеризуются пикриты Надирской группы. Очень близкими и почти однородными по химическому составу являются пикриты Северного Букантау, Османская и Карачатыра, что свидетельствует о слабой их дифференцированности. Относительно более дифференцированными являются пикриты Надирской и Ташрабатской групп, среди которых известны переходные разности пород типа пикрит-диабазов (плагиоклазовые пикриты), отвечающие по составу и химизму пикрито-базальтам нормального ряда. Габбро-офиты и габбро-диабазы относятся к породам субщелочного ряда и соответствуют субщелочным оливиновым базальтам (Баубашата, Ташрабат, Каинды) и лейкобазальтам (Северный Букантау, Надир) натриевой серии, что позволяет рассматривать их как субвулканические аналоги (гипабиссальные тела) ассоциирующих с ними базальтоидов.

По геохимической специализации пикриты имеют много общих черт с альпинотипными ультрамафитами Южного Тянь-Шаня и характеризуются повышенными концентрациями (в %): Sr — 0,20—0,7, Cu — 0,01—0,02, Ti — 0,3—0,8, V — 0,02—0,04, Au — до 0,05 г/т и кларковыми содержаниями Mn, Ni и Co. В пикритах Османская установлены повышенные содержания лантаноидов (0,0018—0,0021%) и наличие платиноидов в нижекларковых концентрациях, а в пикритах Надира наряду с платиноидами отмечены вышекларковые содержания (более чем в десятки раз) Sr, Ba, Pb, Zn, а также Hg, Sn, Be, Zr (в 2—3 выше кларковых), т.е. элементов, в общем нехарактерных для ультраосновных пород.

Металлогеническая специализация пород недостаточно изучена. В пикритах встречается вкрапленность сульфидов (пирротин, пентландит, халькопирит), а в габбро-диабазе — ильменита и титаномагнетита.

Субщелочная оливин-базальтовая формация

Эта формация распространена в Рушанско-Пшартской рифтовой зоне Южного Памира, где рассматривается в составе отаваутекской серии (PR₁). Породы этой серии обнажаются по левому борту нижнего течения р. Восточный Пшарт и представлены кварцитами, песчаниками, мраморами, гнейсами и метавулканиками. Последние занимают заметную часть разреза серии, достигая мощности 150—170 м. Преобладают миндалекаменные лавы, иногда с шаровой и подушечной отдельностью.

Среди вулканогенных пород серии выделяются metabазальты, спилиты, диабазы. Структура пород афировая, порфировая с пилотакситовой и интерсертальной структурой основной массы. Вкрапленники составляют от 30 до 90% объема пород, иногда наблюдаются полнокристаллические разности амфиболитов и диабазов. Минеральный состав вкрапленников (в %): плагиоклаз — 40—60, цветные минералы — 30—40, аксессуарные — 5—15, для наиболее ос-

новых разновидностей пород характерно повышенное количество рудных минералов — магнетита и ильменита.

Основная масса сложена из лейст плагиоклаза, тонкой россыпи и отдельных зерен рудных минералов и редких лейст цветных минералов. Вторичные минералы, развитые по вкрапленникам и в основной массе, представлены хлоритом, альбитом, амфиболом, соссюритом, цеолитом, лейкоксеном, серпентином, гематитом, эпидотом, биотитом, скаполитом.

Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, магнетитом, ильменитом, титаномагнетитом, редко сульфидными минералами. Характерны широкие их вариации. В некоторых наиболее основных разностях пород отмечаются высокие количества апатита, магнетита, ильменита, титаномагнетита (до 15—20% объема породы), что выражается в высоком содержании титана и фосфора в породе.

Породы интенсивно изменены в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях метаморфизма, что проявляется в широком развитии амфиболов, эпидота, альбита, в меньшей степени хлорита, серпентина, цеолита, лейкоксена. Отмечаются также и продукты щелочного метасоматоза (скаполит, биотит), чем объясняется повышенная калиевоность пород.

Химический состав и петрохимические характеристики пород свидетельствуют о принадлежности их к субщелочному ряду (см. рис. 39), калий-натриевой сериальности, умеренной глиноземистости, мезократовости и нормального содержания TiO_2 , хотя оно наиболее высокое среди пород этого формационного типа.

С породами рассматриваемой формации связаны многочисленные рудопроявления рудного и нерудного сырья: граната, гранулированного кварца, титана, никеля, кобальта, хрома, платиноидов, меди, золота, серебра.

Оливин-базальтовая формация представлена мазанчутской свитой (PR₁?), широко распространенной в пределах Рушанского блока в среднем течении р. Хуф-дара, где сложена гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, в непосредственной близости с которыми отмечаются выходы мигматитов и гнейсо-гранитов. Породы свиты плотные, темные, микрозернистые, имеют порфировую, офитовую, афировую структуры с пилотакситовой структурой основной массы, минеральный состав их сравнительно однороден (в %): плагиоклаз — 40—50, цветные минералы — 30—50, рудные и акцессорные — 3—5. Породы существенно изменены в амфиболитовой, эпидот-амфиболовой фациях. Среди вторичных минералов наблюдаются актинолит, тремолит, хлорит, эпидот, альбит, серпентин, лейкоксен.

По содержанию кремнезема и щелочей породы свиты находятся на линии раздела пород субщелочного и нормального ряда (см. рис. 39), относятся к натриевой серии, умеренно-глиноземистые и мезократовые.

Субщелочная оливин-лейкобазальтовая формация

Она распространена в Рушанско-Пшартской зоне и рассматривается в объеме базардаринской серии (C_3-P_1), шиндйской свиты (P_1) и восточно-пшартской серии ($T_3 ?$) [72]. В составе базардаринской серии мощность этих вулканитов незначительна, и нами они не рассматриваются. Основу формации составляют вулканогенные породы шиндйской свиты и восточно-пшартской серии.

Шиндйская свита (P_1) развита во многих районах Юго-Восточного Памира в виде отдельных изолированных выходов различной мощности среди карбонатно-терригенных отложений. По правому борту р. Ак-Архар эта вулканогенная толща мощностью до 120—130 м расклинена в верхней части пачкой известняков мощностью 10—12 м. Характерной особенностью вулканитов является их лавовый облик, миндалекаменное сложение, наличие шаровой и подушечной отдельностей (до 1,5—2 м в диаметре), а также кремнистых (яшмовых) стяжений, конкреций (15—20 см) округлой либо эллипсоидной формы. Подушечная отдельность наблюдается в кровле вулканогенной толщи, перекрытой черными плитчатыми сланцами. Вулканиты отвечают плотным лавам с небольшой долей брекчиевых лав (лавокластитов) с обломками до 5—20 см.

Вкрапленники (в %): пироксены, амфиболы — 20—40, плагиоклазы — 40—60, рудные и аксессуарные. Соотношение вкрапленников и основной массы примерно равное, но иногда последняя преобладает.

Базис сложен преимущественно плагиоклазами, разложенными цветными минералами и заметным количеством мелкорассеянного рудного минерала. Структура пород диабазовая, порфирировая с микролитовой, интерсертальной, микропойкилитовой структурой основной массы. Особенности химического состава пород являются: повышенное количество суммы щелочей при существенном преобладании натрия над калием, заметное содержание суммы цветных компонентов. По этим параметрам породы отвечают субщелочным субмеланократовым базальтам.

Восточно-Пшартская серия ($T_3 ?$) отмечается по правому борту р. Восточный Пшарт и по левому борту урочища Ечки-Гушар (бассейн р. Южный Акбайтал). Существенную роль в восточной части Пшартского блока в составе серии играют вулканиты, в различной степени измененные, иногда до амфиболитов. Общая мощность которых достигает 900 м. Представлены они плотными массивными, микрозернистыми, афировыми либо порфирировидными вулканитами, имеющими часто миндалекаменное строение. Структура пород офитовая, порфирировая, порфиробазальтовая с микролитовой, аллотриоморфной, пойкилитовой структурой основной массы.

Основная масса в порфирировых разностях пород составляет от 30 до 70%. Минеральный состав вкрапленников и полнокристаллических разностей вулканитов определяется следующими содержаниями (в %): плагиоклаз — 35—75, оливин — 0—5, пироксены и амфиболы — 25—60, рудные и аксессуарные — 3—15. Основная

масса микрозернистая, сложена преимущественно плагиоклазами, частой россыпью рудных минералов, в меньших количествах отмечаются цветные минералы. Плагиоклазы вкрапленников (андезин-лабрадор An_{52-65}) представлены призматическими и широкопластичатыми формами (0,7—5 мм) часто зонального строения, а основной массы — имеют лейстовидную вытянутую форму и по составу отвечают альбиту, альбит-олигоклазу (An_{5-28}). Они подвержены вторичным изменениям — альбитизации, серцитизации, пелитизации. Оливин встречается в виде фенокристов (1 мм) в наиболее меланократовых разностях. Он часто изменен с образованием рудного минерала по краям зерен и прозрачного минерала в его центре, либо полностью серпентинизирован, либо замещен хлоритом. Пироксены составляют большую часть фенокристов (0,5—3 мм) цветных минералов. Они представлены авгитом, титан-авгитом, которые подверглись амфиболизации, хлоритизации, опациитизации, серпентинизации. Амфиболы встречаются во вкрапленниках и в виде микролитов, количественно уступая первым. По составу они отвечают бурой роговой обманке, тремолиту, актинолиту, арфведсониту. Актинолит, тремолит, как правило, развиваются по пироксену. Сами амфиболы подвергнуты изменениям с образованием хлорита, эпидота, слюд, рудных минералов. Акцессорные минералы редки, среди них преобладают апатит, сфен, рутил. Рудные минералы в отдельных случаях слагают до 10—15% объема породы. Они являются составной частью основной массы или встречаются в виде отдельных зерен (1—3 мм), представлены ильменитом, магнетитом, титаномagnetитом и продуктами их изменения — сфеном, лейкоксеном, рутилом; сульфидные минералы редки (пирит, халькопирит).

Анализ минерального состава пород указывает на широкое разнообразие вулканитов восточно-пшартской серии — от пикрито-базальтов до андезито-базальтов. Среди этого многообразия можно выделить оливиновые, авгитовые, арфведсонитовые, роговообманковые, плагиоклазовые пикрито-базальты, андезито-базальты, а также амфиболиты, пропилиты.

В металлогеническом отношении возможно проявление медно-сульфидной (медноколчеданной) и редкометальной (с восточно-пшартской серией) минерализации.

В целом вулканогенные породы серии характеризуются субмеланократовым, субщелочным составом, для них характерны преобладание натрия над калием (при заметных количествах калия), повышенные содержания титана, фосфора. По составу вулканиты отвечают субмеланократовым субщелочным базальтам, metabазальтам, спилитам, диабазам.

Пикрит-базальтовая формация

Она распространена в Рушанско-Пшартской зоне, в ее Пшартском блоке, и представлена породами западно-пшартской серии, которая сложена породами трех свит (снизу вверх): чоттукойской, бельской, джарджилгинской [72]. Наиболее изучены вулканиты бельской

и джарджилгинской свит. Петрографическое и петрохимическое исследование этих пород указывает на их большое сходство, что и позволило объединить их в состав единой пикрито-базальтовой западно-пшартской серии [86].

Бельская свита (P_1) содержит заметное количество вулканогенных пород, имеющих широкое площадное развитие. Они отмечаются полосами от р. Килли-Истык (на западе) до перевала Акташ (на востоке), в основном по левому борту р. Западный Пшарт. Основание свиты сложено мраморизованными известняками (150—200 м), которые постепенно сменяются однородными лавовыми вулканитами (150—250 м).

Джарджилгинская свита (P_1) согласно перекрывает предыдущую и практически отмечается в тех же районах, что и бельская свита. Преимущественно сложена вулканитами, в меньшей мере — маломощными пачками известняков, песчаников. Общая мощность свиты до 100—120 м, на долю лавовых вулканитов приходится до 60—80 м.

Породообразующие минералы вкрапленников (в %): оливин — 0—10, пироксен и амфибол — 30—50, плагиоклаз — 30—40. Вторичные минералы по ним представлены серпентином, тремолитом, актинолитом, альбитом, эпидотом, хлоритом, скаполитом, мусковитом, биотитом, соссюритом. Основная масса насыщена рудным материалом и сложена, как правило, микролитами тех же минералов, что и вкрапленники. Структура пород афировая, порфи́ровая с пилотакситовой, апоинтерсертальной, пойкилофитовой структурой основной массы.

Аксессуары минералы относительно редки, представлены сфеном, апатитом, рутилом.

Среди пород выделяются лавы, кластолавы, реже туфы оливиновых, авгитовых, авгит-роговообманковых, арфведсонитовых, плагиоклазовых базальтов, пикрито-базальтов, а также амфиболиты, пропилиты, рудные метасоматиты.

В целом для пород формации характерна высокая суммарная щелочность (см. рис. 39), калий-натриевая сериальность, меланократовый характер пород, высокие содержания титана, фосфора, недосыщенность глиноземом.

В зоне Юго-Восточного Памира пикрито-базальтовая формация представлена вулканитами чатырташской (T_{2-3}) свиты, которая развита в междуречье Гурумды-Мурзабек и сложена терригенно-карбонатно-вулканогенной толщей: сильно трещиноватыми серицитовыми кремненными сланцами, роговиками, кварцитами, песчаниками, известняками с горизонтами вулканитов, переслаивающимися в разрезе. Количественно преобладают вулканогенные породы, составляя 2/3 объема разреза. Видимая мощность свиты до 900—1000 м. Вулканиты представлены лавами, кластолавами, лавовыми брекчиями, агломератовыми лавами базальтов, metabазальто-диабазов, пикрито-базальтов, авгитовых и роговообманковых базальтов. Текстура пород массивная, миндалекаменная, структура — афировая, порфи́ровая с пилотакситовой, диабазовой, офитовой структурой основной массы.

Для порфировых разностей пород характерно существенное преобладание вкрапленников над основной массой. Минеральный состав пород (в%): оливин (замещен бурой пелитоморфной массой, серпентинизирован) — 0—15; пироксен (авгит, титан-авгит), амфибол, (уралит, зеленая роговая обманка, тремолит, скаполит) — 40—70; плагиоклазы (андезин-лабрадор, альбит-олигоклаз) — 20—40; акцессорные (апатит, циркон, сфен, рутил) — до 1—3; рудные (магнетит, ильменит, титаномagnetит, пирит, халькопирит, борнит) — 5—15, иногда до 27—30. Породы интенсивно пропильтизированы по всей площади выходов. В результате вторичных изменений образуются альбит, эпидот, хлорит, амфиболы, серпентин. Весьма характерно обогащение пород рудными минералами с образованием рудных метасоматитов.

По химизму общим для вулканитов чатырташской свиты является низкое содержание глинозема, высокое содержание цветных компонентов, а также титана и фосфора. Породы отличаются повышенной щелочностью (см. рис. 39) при заметных количествах натрия.

Отмечаются повышенные содержания (по отношению к кларкам основных пород) Li, Cs, Se, Zn, Nb, Ce, Hf, W, Th, Pb, Hg, Au, Ni, V. С формацией связана медноколчеданная минерализация с серебром и золотом.

Меланобазальтовая субщелочная формация

Она распространена в Рушанско-Пшартской зоне, в ее Пшартском блоке. Объем формации определяется вулканогенными породами кенджилгинской и гумбезкольской серий.

Кенджилгинская серия (P_2 — T_1) подразделяется по составу на три свиты (снизу вверх): момуджилгинскую, шибержилгинскую и агаджанскую. Наиболее существенные выходы вулканогенных пород отмечаются в составе шибержилгинской свиты (P_2).

Пирокластическая группа пород сложена разнообразными по размеру обломками вулканических пород: агломератовыми, лапиллиевыми крупно-мелкообломочными туфами. Выделяются тефроиды — окатанная и отсортированная пирокластика, синхронная извержению. Вулканогенно-осадочная группа пород — туфогравеллиты, туфопесчаники, туфоалевролиты. Эти породы вместе с пирокластическими составляют большую часть объема пород свиты.

Лавовые разности вулканитов представлены плотными афировыми, порфировыми, полнокристаллическими и миндалекаменными разностями пород. В отдельных случаях в лавах намечается подушечная, матрацевидная отдельность сравнительно небольших размеров. Как правило, на этих участках породы имеют миндалекаменное сложение, кремневые стяжения и включения (до 1 см). Структура пород афировая, порфировая, диабазовая, гломеропорфировая с пойкилитовой структурой основной массы. Наблюдаются переходы от полнокристаллических к порфировидным разностям вулканитов с меняющимся соотношением вкрапленников и основной массы.

Лавокластические разности вулканитов характеризуются обломочной (кластической текстурой). Обломки имеют различную форму и размеры (от 0,1—10 до 10—15 см). Состав обломков и цементирующей массы одинаковый.

Минеральный состав пород (в %): оливин — 0—8, пироксен и амфибол — 30—60, плагиоклазы — 20—50, рудные и акцессорные минералы 3—10. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, цветных минералов и частой мелкой россыпью рудных минералов. Среди последних отмечаются ильменит, магнетит, титаномагнетит, рутил, лейкоксен, сульфидные минералы; среди акцессорных — апатит, сфен. Вторичные минералы — эпидот, актинолит, тремолит, хлорит, альбит, серпентин, флогопит, биотит, лейкоксен, рутил. Практически по всей площади распространения вулканитов наблюдаются интенсивно проявленные процессы пропилитизации, локально-щелочного метасоматоза с образованием рудных и щелочных метасоматитов.

Описываемые породы по химическому составу характеризуются высокой меланократовостью и высокой щелочностью (см. рис. 39) при недосыщенности пород кремнеземом и глиноземом. По указанным параметрам породы можно отнести к субщелочным меланобазальтам. Для них характерно также высокое содержание титана и фосфора.

Гумбезкольская серия (T_{2-3}) распространена в Пшартском хребте, в его приводораздельной части, и согласно залегает на отложениях кенджилгинской серии. Значительные выходы вулканогенных пород отмечаются в нижней и верхней частях разреза серии. Нижняя часть вулканогенно-осадочной толщи (600—800 м) сложена лавокластическими (гиалокластическими) разностями вулканитов с маломощными пачками известняков и кварцитов. Характерной особенностью описываемых вулканитов является их лавокластический характер с различной размерностью обломочного материала: от глыбовых лавокластов до псаммитовых и алевролитовых гиалокластов. Помимо лавокластовых и гиалокластовых образований, отмечаются и лавовые разности, шаровая и подушечная отдельности в потоках, миндалекаменная текстура, а также кремниевые стяжения.

Заметное место в разрезе серии занимают также и пирокластические образования — разнообразные по размерам обломки туфов (от агломератовых до псаммитовых), обусловленные взрывным характером извержения. Таким образом, среди вулканитов гумбезкольской серии выделяются три группы пород: лавовая, гиалокластовая, обусловленные эффузивным характером извержения, и пирокластическая, связанная с взрывным характером извержения.

Верхняя часть разреза серии также сложена лавовыми, лавокластическими и пирокластическими разностями вулканитов, аналогичных по составу и строению породам нижней части. Здесь вулканогенные образования (мощность до 100—120 м) перемежаются с прослоями кремнисто-глинистых сланцев, кварцитов, известняков.

Минеральный состав пород (в%): оливин — 0—10, пироксен и амфиболы — 30—70, плагиоклазы — 20—40, рудные и акцессорные минералы — 3—10. Вторичные минералы представлены актинолитом, тремолитом, эпидотом, хлоритом, альбитом, серпентином, рутилом, биотитом, лейкоксеном, флогопитом, соссюритом, карбонатом. Из рудных минералов определяются ильменит, магнетит, титаномагнетит, сульфидные минералы (пирит, халькопирит, сфен, рутил). В отдельных случаях содержание рудных минералов достаточно высокое (5—15%), особенно в породах с высоким содержанием цветных минералов.

Оливин отмечается преимущественно во вкрапленниках в табличатых и ромбовидных формах (1—5 мм), он серпентизирован, хлоритизирован, замещен рудными минералами.

Пироксены составляют основную часть цветных минералов, встречаются в основном во вкрапленниках (0,5—5 мм). В основной массе пироксен встречается меньше и в подчиненном количестве по отношению к плагиоклазу. Пироксены представлены диопсидом, авгитом, титан-авгитом с преобладанием авгитовых разностей, часто подвергнуты вторичным изменениям с образованием амфибола, эпидота, цеолита, серпентина, хлорита, рудных минералов. Амфиболы развиты как в виде вкрапленников (0,3—2 мм), так и основной массы. По составу они отвечают керсутиту, арфведсониту, актинолиту и тремолиту. Последние образуют волокнистые и лучистые агрегаты, развивающиеся преимущественно по пироксенам.

Плагиоклазы представлены как во вкрапленниках, так и в основной массе. Вкрапленники (1—3 мм) имеют преимущественно изометричные широкопластинчатые формы и редкочешуйчатое строение. По составу они отвечают олигоклазу-лабрадору (An_{32-54}), а также альбиту (An_{4-8}). Последние развиваются либо по вкрапленникам плагиоклазов более основного состава, либо в основной массе в виде микролитов.

Породы подвергнуты процессам пропилитизации, зеленокаменному перерождению. Наблюдается также и щелочной метасоматоз. Среди гумбезкольской серии выделены: авгитовые, геденбергитовые, роговообманковые базальты, пикрит-базальты, диабазы, а также амфиболиты, пропилиты и щелочные метасоматиты.

В целом вулканиты гумбезкольской серии по химическому составу соответствуют меланократовым субщелочным базальтам, отличающимся недосыщенностью кремнеземом, глиноземом, высоким содержанием щелочей (см. рис. 39) с заметным количеством калия, но калий-натриевой сериальности, высоким содержанием титана, фосфора.

В геохимическом отношении в породах формации отмечаются высокие содержания (по отношению к кларкам основных пород) Li, Cr, Zr, Nb, W, Sc, Sn, Zn, Pb, Ag, Mg, Ni, Cs. С породами формации связана медно-колчеданная минерализация с серебром, свинцом, цинком.

В заключение по рифтовому магматизму Средней Азии следует отметить, что в длительно развивавшейся рифтовой структуре

(Каттармай-Ягнобская зона) наиболее древний вулканизм (метапикрит-метабазальтовая формация) являлся и наиболее основным, при этом его продукты аналогичны вулканитам каттармайской свиты. Во времени состав продуктов в этой зоне изменялся в сторону увеличения кремнезема и щелочей. При этом натриевая сериальность ранних продуктов вулканизма сменялась на калиевую; в поздних, уменьшалась магниальность и кальциевость пород.

В Букантау-Карачатыр-Алайской зоне магматизм проявился в девоне. Для базальтов характерно прежде всего изменение щелочности (от субщелочных до нормальных) с нарастающим к концу магматической деятельности уменьшением кремнезема, т.е. в целом антидромный характер эволюции магматизма. Этот процесс сопровождался увеличением в породах железа вплоть до выделения его из постмагматических растворов в виде рудных концентраций. Щелочность пород в этой зоне изменялась во времени с натриевой серии на калий-натриевую.

Антидромный характер развития рифтового магматизма свойствен и Рушанско-Пшартской зоне Южного Памира. Здесь субщелочные оливиновые базальты докембрия к концу палеозоя—началу мезозоя сменились субщелочными пикрито-базальтами. При этом калий-натриевая сериальность древних базальтов сменилась калиевой сериальностью в позднепалеозойских пикрито-базальтах.

Таким образом, рифтовый магматизм каждой зоны строго индивидуален. Однако индивидуальность достигается не за счет большого разнообразия формаций, а за счет различного чередования небольшого числа однотипных формаций.

Независимо от направления развития магматизма — гомодромное или антидромное, с увеличением щелочности или ее снижением — относительное количество калия во времени возрастает.

ОРОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Магматизм герцинского орогенеза начался в карбоне и завершился к началу мезозоя. Выделяются два его типа: эпигеосинклинальный и эпирифтовый, среди продуктов которых различаются формации ранне- и позднеорогенной стадий. Выделение вышеупомянутых типов обусловлено проявлением зависимости состава пород орогенного магматизма от характера предшествующих геоструктур, динамики их развития и субстрата, на котором они заложены.

Очень мощно герцинский орогенный магматизм проявился в Южном Тянь—Шане на территории бывших геосинклиналей. Для ранней его стадии в целом характерна гомодромная последовательность изменения состава магмы, но при этом проявляется некоторая зависимость от типа геосинклиналей и основания, на котором они развивались.

Так, магматизм длительно развивавшихся геосинклиналей представлен преимущественно интрузивной формой в виде двух главных орогенных формаций — габбро-диорит-гранодиоритовой и гранодиорит-гранитовой (табл. 2). При этом в эвгеосинклинали (Бу-

кантау-Карачатыр-Алайская зона) этим формациям предшествовала тоналит-трондьемитовая, которая следовала за габбро-плагиогранитовой и унаследовала ряд ее черт. В Зарафшано-Алайской зоне проявилась уникальная перидотит-норит-габбровая формация, а для Южно-Гиссарской зоны вообще типично полихронное проявление однотипных формаций.

На территории быстро развивавшихся геосинклиналей орогенный магматизм ранней стадии угнетен, так как здесь отсутствуют породы габбро-диорит-гранодиоритовой формации, а гранодиорит-гранитовой — развиты ограниченно.

В позднюю стадию магматизм здесь, наоборот, становится более интенсивным, проявляясь как в интрузивной, так и вулканической форме.

Позднеорогенную стадию длительно развивавшихся геосинклиналей прежде всего отличает антидромный характер магматизма, представленного вначале гранит-лейкогранитовой формацией, а затем формациями повышенной основности и щелочности (габбро-монцит-сиенитовая, монцитовая, сиенитовая). Именно этот признак роднит эпигеосинклинальный орогенный магматизм Южного Тянь-Шаня с магматизмом постконсолидационной активизации, широко проявившейся в позднем палеозое на территории Срединного и Северного Тянь-Шаня.

Тоналит-трондьемитовая формация

Она фиксируется в двух зонах Южного Тянь-Шаня: Букантау-Карачатыр-Алайской (Бокалинский массив — 150 км²) и Султауиздагской (Актауский массив — 50 км²).

Абсолютный возраст Бокалинского интрузива 277—399 млн лет, Актауского интрузива — 255 млн лет (К-Аг метод, биотит), сформировались эти массивы в условиях мезоабиссальной фации.

Первый из них прорывает песчано-глинистые отложения ранне-московского яруса среднего карбона и сложен среднезернистыми амфибол-биотитовыми тоналитами и крупно-, средне- и мелкозернистыми амфибол-биотитовыми трондьемитами, а также дайками и жилами плагиогранит-порфиров, трондьемит-порфиров, диорит-порфиров, тоналит-порфиров, аплитов и лампрофиров. Тоналиты тяготеют к эндоконтактовым зонам интрузива шириной 200—250 м и протяженностью до 3,0 км и занимают около 90% площади выхода интрузива. Они состоят из (в %): плагиоклаза — 60—70, калий-натриевого полевого шпата — 4,9—2,7, кварца — 15—20, биотита — 8—6 и амфибола — 3. Трондьемиты широко развиты в центральной части интрузива, где образуют ориентированные в субширотном направлении тела мощностью 15—300 м и протяженностью от 70 м до 1,0 км.

Среди даек наиболее широко развиты диорит-порфириты и тоналит-порфиры. Обращает на себя внимание широкое развитие даек. Так, в пределах 1 км встречается в среднем до 100 даек.

Актауский интрузив, расположенный в западной части гор

Султануиздаг, в плане имеет линзовидную форму. Он сложен мелко- и среднезернистыми амфибол-биотитовыми гнейс-тоналитами, среднезернистыми амфибол-биотитовыми трондьемитами и жильными породами — диоритовыми порфиритами, тоналит-трондьемит-порфирами, аплитами, пегматитами, лейкократовыми гранитами. Более 95% площади интрузива сложено трондьемитами. Минеральный состав пород рассматриваемой формации устойчив (в %): табличатой формы зонального строения олигоклаз — основной андезин (50,6), ксеноморфный кварц (20—30), калий-натриевый полевоы шпат (30—50), представленный микроклин-пертитом и ортоклазом; амфибол — обыкновенная роговая обманка ($cNg = 18^\circ$; $2V = -78^\circ$, $Ng = 1,664$, $Nm = 1,657$, $Np = 1,695$) и магнезио-гастингсит ($cNg = 13-14^\circ$, $2V = 78-84^\circ$; $Ng = 1,668$, $Nm = 1,661$, $Np = 1,649$), биотит (13—15%) зеленовато-коричневый ($Ng = 1,650$, $Np = 1,590-1,596$). Акцессорные минералы в трондьемитах (г/т): магнетит — 6570, ильменит — 134, рутил — 2, сфен — 242, апатит — 581, ортит — 35, циркон — 18,8, гранат и галенит в единичных знаках; в трондьемит-плагиогранитах: магнетит — 3842, ильменит — 82, сфен — 2395, апатит — 368, циркон — до 5; в трондьемитах: магнетит — 42, сфен — 7000, апатит — 350, циркон — 90, галенит — 60. Среди них во всех разновидностях пород доминирует магнетит.

Главной петрохимической особенностью рассматриваемой формации является значительное преобладание в большинстве пород натрия над калием, геохимические особенности формации характеризуются широким распространением Li, Rb, Cs, Mo, W, Sn, Be, Nb, Au. Среди этих элементов металлогеническое значение имеет золото (скарны, кварцевые жилы, альбитизированные, окварцованные граниты с халькопиритовым, золото-арсенопиритовым и золото-пирит-кварцевым оруденением небольших масштабов).

Перидотит-пироксенит-габбровая формация

Породы этой формации встречаются только в Султануиздаге, где слагают Тебинбулакский массив (4,5×1,8 км), расположенный в зоне Урусайского глубинного разлома среди кремнистых пород, песчаников, алевролитов и вулканитов базальт-андезит-дацит-липаритовой формации (D₂₋₃). Контакты с вмещающими породами интрузивные, по условиям залегания и радиологическим данным (360_±—367 млн лет, K-Ar метод) возраст Тебинбулакского интрузива определяется как ниже-среднекаменноугольный [13]. Он имеет слабо выраженное зональное строение и сложен перидотитами, пироксенитами и габброидами. Перидотиты распространены незначительно и встречаются лишь в виде небольших (от 5×10 до 10×50 м) линзовидных тел среди пироксенитов и представлены верлитами, роговообманковыми перидотитами, кортландитами.

Пироксениты слагают большую часть массива, среди них выделяются оливиновые, роговообманковые, биотитовые и рудные разности, тебениты и гортнлендиты, состоящие из переменных ко-

личеств (в %) оливина — до 10—15, клинопироксена — (авгит) — 90, роговой обманки — 30—70, плагиоклаза — до 10, биотита — до 30, аксессуарных (апатит, сфен) и рудных (магнетит, титаномагнетит, ильменит) — 10—30. Среди габброидов преобладают роговообманковые соссюритовые габбро, реже встречаются габбропегматиты.

Между этими породами постоянно наблюдаются взаимопереходы, что свидетельствует об их образовании из единой габброидной (базальтовой) магмы путем дифференциации [13].

В Тебинбулакском интрузиве выявлена вкрапленная титаномагнетитовая минерализация качканарского типа, представляющая промышленный интерес (содержание железа в рудах составляет (в%): 12—63, титана — 1,5—5%, ванадия — 0,2—0,3) и непромышленная платино-золото-сульфидная минерализация [13].

Перидотит-норит-габбровая формация

Породы этой формации известны лишь в одном районе Тянь-Шаня — в горах Кульджуктау, в Зарафшано-Алайской миогеосинклинальной зоне. Здесь среди карбонатных отложений верхнего силура и нижнего—среднего девона, а также песчано-сланцевых отложений среднего карбона обнажаются три интрузива — Бельтауский, Шайдаразский и Таушанский, а также небольшие штокообразные тела габброидов общей площадью около 40 км². Геологическая позиция их весьма интересна — они расположены в северо-западном окончании южной ветви Южно-Тянь-Шаньского офиолитового пояса, в зоне глубинных разломов (Северо-Кульджуктауский и др.), являющихся продолжением регионального Южно-Нуратинского разлома. Интрузивные взаимоотношения с вмещающими породами, прорывание габброидами Шайдаразского интрузива молассоидов камыстинской свиты (C₂₋₃), а также данные абсолютного возраста (290—310 млн лет, К-Аг метод) позволяют датировать вышеназванные интрузивы как позднекаменноугольные (C₃).

Породы Кульджуктауских интрузивов (состав, химизм, геохимические особенности и минералогия) детально изучены Г.Г. Лихойдовым, В.В. Барановым, Я.Б. Айсановым, А.Н. Егоровым и др., ниже приводятся лишь краткие сведения о них.

Интрузивы характеризуются субсогласными лополито- и локколитообразными формами, отчетливой расслоенностью и зональным сложением. Значительную часть массивов слагают габброиды, среди которых преобладают (в %): роговообманковые — 24 и авгитовые — габбро — 5, габбро-нориты и нориты — 11 и габбро-диориты — 21, гораздо меньше распространены диориты, гранодиориты — 16, лейкократовые габбро, анортозиты, пироксениты, троктолиты, перидотиты. Между перидотитами, пироксенитами, габброидами и диоритами существуют постепенные взаимопереходы. Эффузивные аналоги пород отсутствуют.

Перидотиты известны в Бельтауском и Шайдаразском массивах,

где они залегают в виде мелких (до 50×10 м) линзообразных тел среди норитов и габбро-норитов, суммарная площадь их выходов не превышает $0,1 \text{ км}^2$, что составляет менее $0,5\%$ площади интрузивов. Представлены они перцолитами и плагиоклазовыми перцолитами, иногда серпентинизированными. Для них устанавливается нормальная щелочность, пониженная магниальность и повышенные железистость и глиноземистость, низкий критерий Хесса (3,6), что позволяет отнести их к производным базальтоидной магмы. Химизм габброидных пород характеризуется пониженной щелочностью и железистостью при несколько повышенной магниальности. Геохимические особенности пород — присутствие углерода в виде графита, повышенная никеленосность и титанистость.

Металлогеническая специализация габброидных интрузивов Кульджуктау характеризуется следующими минерализациями: графитовой (месторождение Тасказган), цеолитовой — в зоне гипергенеза, волластонитовой — в гранат-пироксен-волластонитовых скарнах, вкрапленной сульфидно-медно-никелевой (сульфиды — пирротин, пентландит, халькопирит) с содержанием никеля в породах от $0,1$ до $0,96\%$ и непромышленной золото-платиновой со средним содержанием золота в габброидах $0,03 \text{ г/т}$ [13].

Особенности строения, состава и минерализации, а также геологическое положение габброидных интрузивов Кульджуктау свидетельствует о том, что базальтоидная магма, в результате дифференциации и кристаллизации которой они образовались, генерировалась на больших глубинах, возможно, в верхней мантии.

Развитие в Кульджуктауских интрузивах наряду с габброидами пород габбро-диорит-гранодиоритовой формации, слагающих почти третью часть их площади, при ничтожной роли перидотитов, а также наличие в Бельтауском массиве более поздних (C_3 — P_1) сиенитов указывают на полигенный и полихронный характер этих интрузивных образований.

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация

Она является типичной для герцинского орогенного магматизма, проявившегося на территории медленно развивавшихся геосинклиналей (см. табл. 2). В тех из них, которые заложились на меланократовом субстрате, породы формации проявились только в среднем карбоне. В миогеосинклиналях породы рассматриваемой формации чередуются с породами гранодиорит-гранитовой формации в течение C_{2-3} двукратно.

В Букантау-Карачатыр-Алайской зоне она представлена каттаичским комплексом, в который входят Актауский и Заркайнарский массивы Южно-Нуратинского хребта, Кескенсайский, Мазаватский, Сангузарский и Пулатбулакский — Северо-Нуратинского. Петротипом является Кескенсайский интрузив, который обычно рассматривается как восточное продолжение Темиркобукского гранитоидного интрузива. Размеры Кескенсайского массива $12 \times 25 \text{ км}$. Вмещающие породы представлены песчано-сланцевыми отложениями позднего

докембрия (тасказганская свита) и раннего палеозоя (бесаянская свита), а также карбонатными породами D_1 и C_2 (по Е.В. Чукарову). Контакты массива интрузивные с плоскостями падения, направленными навстречу друг другу под углами $45-70^\circ$ согласно падению вмещающих пород. Верхняя возрастная граница массива не известна. Абсолютный возраст пород составляет 302—330 млн лет (К-Аг метод, биотит, ЦНИГРИ).

Интрузив отчетливо многофазный. Он состоит из пород, введенных в строго гомодромном порядке: 1 — габбро, габбро-пироксениты; 2 — габбро-диориты, диориты, монцодиориты, кварцевые диориты; 3 — гранодиориты, адамеллиты. При детальном изучении выделяются многочисленные мелкие интрузивные тела, отвечающие составу промежуточных пород, особенно габбро и диоритов, вследствие чего различные авторы выделяют здесь разное (6—9) количество интрузивных фаз, не считая дайковых.

Габбро-пироксениты образуют небольшое тело у южного контакта Кескенсайского интрузива в верховье Авгасая. Размер его 70×40 м. Габбро-пироксениты содержат ксенолиты мраморов и ороговикованных сланцев, а сами находятся в виде ксенолитов в расположенных по соседству интрузивах диоритов. Породы среднезернистые, полосчатые, гнейсовидные. Они состоят из (в%) пироксена и амфибола — до 60—70, сосюритизированного основного плагиоклаза — 30—35, биотита — до 10. Много зерен сфена и рудного минерала. Они низкоглиноземистые, калий-натриевой или калиевой серии с очень высоким содержанием кальция и магния. Габбро-пироксениты тесно ассоциируют с габбро. Последнее также слагает отдельные тела у южного контакта Кескенсайского интрузива. Габбро мелко-среднезернистые, слабопорфировидные, массивные. Структура переходная от гипидиоморфнозернистой к призматически-зернистой. Состав (в %): плагиоклаз — 37; калиевый полевой шпат — 3; роговая обманка — 35,5, биотит — 13,5, пироксен — 7,9, кварц — 0,1, акцессории (апатит, сфен, циркон, рудный минерал) — до 3. По химизму это типичные габбро, хотя явственно обогащенные калием. По сравнению с габбро-пироксенитами они обеднены магнием, но также богаты известью. Близкое петрохимическое родство этих пород выступает отчетливо.

Среднезернистые диориты образуют отдельные тела, а также слагают большую часть Сангузарского штока. Типичный состав (в %): плагиоклаз — 43,2, калиевый полевой шпат — 8,6, кварц — 8,3, биотит — 14,2, роговая обманка — 22,0, пироксен — 0,2, эпидот — 2,8, акцессории (апатит, сфен, циркон, ильменит) — 0,7. Структура гипидиоморфнозернистая, переходящая в призматически-зернистую, участками монцонитовая.

Монцодиориты слагают самую восточную часть Кескенсайского интрузива (район Каттаича). По облику они очень близки к диоритам, от которых отличаются меньшими содержаниями пироксена и большими — роговой обманки и микроклина. Типичный состав следующий (в %): плагиоклаз — 37,5, калиевый полевой шпат —

19,6, кварц — 14,2, биотит — 16,0, роговая обманка — 11,0, эпидот — 1,7%. Кварцевые диориты слагают значительную часть Кескенсайского интрузива. Состав (в %): плагиоклаз 45—50, кварц — 10—15, микроклин — 12—15, роговая обманка — 10, биотит — 10—15, акцессории (апатит, сфен, циркон, изредка ортит) — до 1. Структура гипидиоморфнозернистая, участками монцонитовая.

Гранодиориты слагают крупное (26 км²) интрузивное тело в осевой части Кескенсайского интрузива. Это однообразные среднезернистые породы, слегка порфиroidные благодаря табличкам микроклина до 1 см, с четко выделяющимися роговой обманкой и биотитом на светло-сером кварц-полевошпатовом фоне. Состав (в %): кварц — 20, плагиоклаз — 40, микроклин — 25, биотит — 5—10, роговая обманка — 10, акцессорные — апатит, ортит, сфен, циркон, ильменит. Граниты в Кескенсайском интрузиве встречаются только в виде отдельных даек и жил, секущих все ранее описанные породы.

Общей особенностью пород Кескенсайского интрузива является постепенное изменение свойств интрузивных пород от ранних фаз к поздним, т.е. непрерывный и гомодромный характер интрузивной серии. Характерны близкие содержания натрия и калия во всех породах при некотором преобладании последнего, начиная уже с диоритов. Из-за этого диориты, кварцевые диориты и некоторые гранодиориты приобретают черты, свойственные монцонитам, сиенит-диоритам и граносиенитам, особенно ярко выраженные в приконтактовых зонах.

Характерные элементы-примеси — кобальт, никель, хром, ванадий, медь, цинк, свинец. В зонах гидротермально-метасоматических изменений (альбитизация, окварцевание) резко возрастают содержания мышьяка, германия и золота. С породами комплекса пространственно ассоциирует золоторудная минерализация. В связи с габброидами Кескенсайского интрузива отмечены небольшие тела скарноидов с залежами массивных магнетитовых руд.

Образования вадифского комплекса (С₂) распространены преимущественно в восточной, отчасти в центральной частях Ауминза-Туркестанской зоны. Комплекс представляет собой сложную базит-гранитоидную серию, включающую ряд пород от пироксенитов до гранитов с резким преобладанием кварцевых монцодиоритов (в %): кварцевые диориты и кварцевые монцодиориты — 77, диориты и монцодиориты — 17, пироксениты, габбро, габбродиориты — 3; гранодиориты и граниты — 3. В состав комплекса входят следующие массивы (в км²): Вадифский — петротип комплекса — 72, Ярмский — 5, Матча-Мираминский или Сомский — 14 и др. Морфология интрузивов разнообразна — от субшироко удлиненных, вытянутых согласно с простиранием вмещающих толщ до дискордантных штокообразных. Интрузивы несколько различаются размерами, формой, внутренним строением и, в частности, набором и площадными соотношениями пород интрузивных фаз. Крупнейший массив комплекса — Вадифский — представлен субшироко удли-

ненным телом с крутопадающими контактами. Вмещающие породы песчано-сланцевые, в разной степени метаморфизованные отложения. К-Аг возраст слюд из габброидов и кварцевых монцодиоритов 320—326 млн лет [14].

Среди пород ранних фаз определены габбро, монцогаббро, монцогаббро-нориты, габбро-пироксениты, пироксениты, габбро-диориты, монцодиориты. Их структуры габбровая, панидиоморфнозернистая, призматически-зернистая, гипидиоморфнозернистая, офитовая. Характерные особенности: преобладание моноклинного пироксена над ромбическим; присутствие оливина в пироксенитах и некоторых разновидностях базитов; практически постоянное развитие биотита, а нередко также амфибола, кварца и калиевого полевого шпата (отмеченные парагенезисы указывают на повышенную щелочность пород); наличие переходных разностей между пироксенитами и габброидами, подтверждающими их родство.

Породы главной фазы представлены преимущественно кварцевыми диоритами, менее — монцодиоритами, мелагранодиоритами. Они характеризуются сложным набором цветных минералов (ромбический пироксен, моноклинный пироксен, амфибол, биотит, оливин), ассоциацией основного плагиоклаза с калиевым полевым шпатом и монцонитоидным в целом характером минеральных парагенезисов, пониженной железистостью цветных минералов и их коррозионными соотношениями в ряду оливин—моноклинный пироксен—ромбический пироксен—амфибол—биотит. Среди вторичных минералов определены хлорит, серпентин, уралит, эпидот, соссюрит, пренит, карбонат, лейкоксен. Структуры — монцонитовая, гипидиоморфнозернистая, порфириовидная; в мелких телах — гранит-порфириовая, резко порфириовидная с аллотриоморфнозернистой и микрографической основной массой.

По средневзвешенному составу породы комплекса отвечают кварцевому диориту с умеренной щелочностью и глиноземистостью, весьма низкой железистостью и высокой калиевостью и известковистостью. Пироксениты содержат малые количества Са и Al, что указывает на незначительную роль в их составе моноклинного пироксена и плагиоклаза, и обладают, как и все породы комплекса, высоким отношением К/Na. Габброиды характеризуются невысокой глиноземистостью, низкой железистостью, повышенной известковистостью и калиевостью. Поздние дифференциаты, граниты и лейкограниты, наследуют высокую известковистость, калиевость и низкую железистость. Геохимический фон комплекса определяется в общем преобладающими кварцевыми монцодиоритами. Последние обогащены относительно кларков средних пород почти всеми редкими литофильными элементами, а также отдельными халькофильными (Zn, As, Pb) и сидерофильными (Co, Cr) элементами. Особенно высоки в изученных породах концентрации В, Sn, Cs и радиоактивных элементов, вместе с тем они обеднены Ti, V, Ni, Cu, Mo, Sr, Nb. Пироксениты геохимически родственны базитам. Общий петрогеохимический профиль пород комплекса и малые масштабы проявления базитов указывают скорее на нижнекордовый, а не мантийный их источник.

Аксуйский комплекс (C_2) включает интрузивы, распространенные в западной части Южно-Гиссарской зоны. Они сложены преимущественно породами базит-диоритового ряда и гранитоидами повышенной основности: I фаза — габбро, горнблендиты, габбро-диориты, диориты; II фаза — кварцевые диориты; III фаза — гранодиориты. Большая часть интрузивов I фазы находится в виде пластообразных или реже изометричных тел и блок-ксенолитов в гранитоидах других комплексов. Исключением является штокообразное Туркуйлюкское тело габбро, интрузирующее породы сиоминской свиты (C_1). Породы II фазы образуют тела неправильной формы с крутопадающими контактами в отложениях сиоминской серии (C_1) и крупные ксенолиты в более поздних гранитоидах. Породы III фазы представлены удлиненными телами неправильных очертаний, приуроченными к контакту гранитов гиссарского комплекса (C_{2-3}) и отложений сиоминской серии (C_1). Породы комплекса прорывают отложения сиоминской серии (C_1) и, в свою очередь, прорваны гранитоидами гиссарского комплекса (C_3), K-Ar возраст составляет 294—310 млн лет.

Породы I фазы представлены мелко- средне- и крупнозернистыми габбро, диоритами, габбро-диоритами, горнблендитами. Структуры преобладающих базитов—диоритов гипидиоморфнозернистая, реже габбровая и офитовая. Характерно постоянное присутствие битута, подчеркивающее калиевый профиль базитов.

Породы II и III фаз представлены массивными и слабонерсовидными мелко- среднезернистыми кварцевыми диоритами, редко меланогранодиоритами. Они близки между собой по петрографическим особенностям. Структуры гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая, монцонитовая.

Среди пород I фазы по химизму преобладают лейкогаббро, диориты (габбро-диориты) с несколько пониженной щелочностью, но повышенной калиевостью, умеренной и несколько повышенной глиноземистостью. Петрохимические особенности базитов подтверждают их связь с гранитоидами последующих фаз. Средневзвешенный состав комплекса — кварцевый диорит с пониженной щелочностью и несколько увеличенными калиевостью, глиноземистостью и железистостью. В породах комплекса повышены (в сравнении с кларками средних пород) содержания Be, B, Sr, Co, Pb, Zn. Однако для большинства изученных литофильных, сидерофильных (V, Cr, Ni) и халькофильных (Cu, Zn, Mo) элементов типичны нижекларковые концентрации.

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация включает также туйкутальскую базит-гранитоидную серию (C_3) общей площадью около 700 км², интрузивы которой пользуются "сквозным" распространением в Южно-Гиссарской и отчасти в Зарафшано-Алайской, Каттармай-Ягнобской и Гармской зонах. Гранитоиды трех последних зон образуют комсомолабад-канызский комплекс, а Южно-Гиссарской — собственно туйкутальский и предшествующий ему яфракский комплексы.

Яфракский комплекс характеризуется ограниченным ареалом рас-

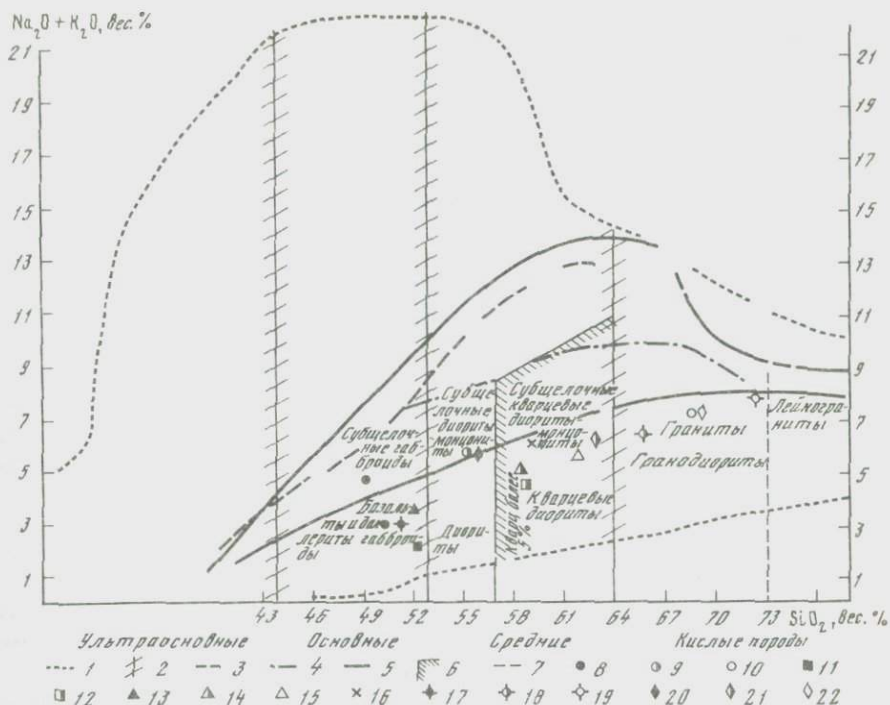


Рис. 44. Положение пород габбро-диорит-гранодиоритовой формации в координатах $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

1—7 см. рис. 1 (1—7) [21]; Массивы: 8—10 — Кескенсайский, 1—12 — Вазифский, 13—15 — Аксуйский; 16 — Яфракский, 17—19 — Туйкунтальский; 20—22 — Девдаринский

пространения (91 км²) в восточной части Южно-Гиссарской зоны. Он объединяет породы четырех интрузивных фаз, слабо различающихся по внешнему виду, минеральному составу и химизму и в целом относящихся к ряду кварцевых диоритов—кварцевых монцодиоритов. К-Аг возраст пород составляет 300—310 млн лет. Породы всех фаз комплекса представлены массивными, редко гнейсовидными мелко-среднезернистыми кварцевыми диоритами и кварцевыми монцодиоритами. Структуры гипидиоморфнозернистая, монцитовая, пойкилитовая.

По среднезвешенному составу породы комплекса отвечают кварцевому диориту с несколько повышенной щелочностью и глиноземистостью и умеренной железистостью. Точки состава пород разных интрузивов располагаются на диаграмме (рис. 44) вблизи линии, разделяющей поля кварцевых монцодиоритов и кварцевых диоритов, группируясь в основном в поле последних. Породы комплекса (в сравнении с кларками средних пород) характеризуются повышенными содержаниями Cs, Sn, Cr, отчасти Pb и Zn и пониженными — Ti, V, Ti, V, Ni.

Туйкутальский комплекс (C_3) имеет пятичленное строение: I фаза — габбро, габбро-диориты; II фаза — кварцевые диориты (кварцевые монцодиориты), III (главная) фаза — гранодиориты; IV фаза — граниты и V фаза — граниты-лейкограниты. Жильные образования представлены аплитами, пегматитами, а также многочисленными и разнообразными по составу дайками порфиров, порфиритов и лампрофиров. Гранитоиды образуют широтно-удлиненные неправильной формы интрузивы с крутопадающими контактами, которые залегают преимущественно в породах различных интрузивных комплексов и реже в карбонатно-терригенных отложениях. Граниты IV фазы чаще образуют штокообразные, а граниты V фазы — дайкообразные и пластообразные тела. Породы комплекса сформировались после становления гранитоидов гиссарского (C_3), сорбукского (C_3), муринского (C_3), яфракского (C_3) комплексов, но до образования гранитов южноварзобского (C_3 — P_1) комплекса. K-Ar возраст слюды и амфибола из гранитоидов — 273—320 млн лет, а большая часть определений ограничивается интервалом 290—310 млн лет (C_3).

Породы I фазы отвечают по составу габбро, габбро-диоритам, реже мелагаббро, переходным к горнблендитам и диоритам. Структура гипидиоморфнозернистая, призматически-зернистая. Породы II фазы представлены мелко- и среднезернистыми пироксенсодержащими амфибол-биотит—кварцевыми диоритами. Структура гипидиоморфнозернистая, монцонитовая, пойкилитовая. Породы III (главной) фазы представлены массивными равномернo-зернистыми и порфиroidными гранодиоритами и редко кварцевыми диоритами. Преобладают порфиroidные гранодиориты, содержащие вкрапленники калиевого полевого шпата размером $0,5 \times 1$ см (5—20% объема пород). Микроструктуры гипидиоморфнозернистая, монцонитовая. Породы IV фазы представлены среднезернистыми порфиroidными гранитами. Порфиroidность обусловлена вкрапленниками калиевого полевого шпата размером $0,7 \times 1,5$ см (реже до 1×3 см), составляющими — 5—25% объема пород. Структура порфиroidная, гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая. Породы V фазы представлены мелко-среднезернистыми, иногда порфиroidными гранитами—лейкогранитами. Порфиroidные выделения образованы мелкими вкрапленниками калиевого полевого шпата (до 10% объема пород). Структура аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой и графической (микропегматитовой). Характерно почти повсеместное присутствие мусковита и турмалина, реже отмечаются кордиерит и гранат.

Средневзвешенный состав комплекса соответствует калиевому гранодиориту умеренной щелочности с несколько повышенной железистостью и высокой глиноземистостью. Последний признак, как и повышенная кальциевость (в том числе нормативный состав плагиоклаза), в той или иной мере проявлены от ранних до поздних дериватов комплекса. Базиты, как и гранитоиды, характеризуются относительно невысокой щелочностью и ее калиевым профилем, пониженной титанистостью. Габброиды по отношению

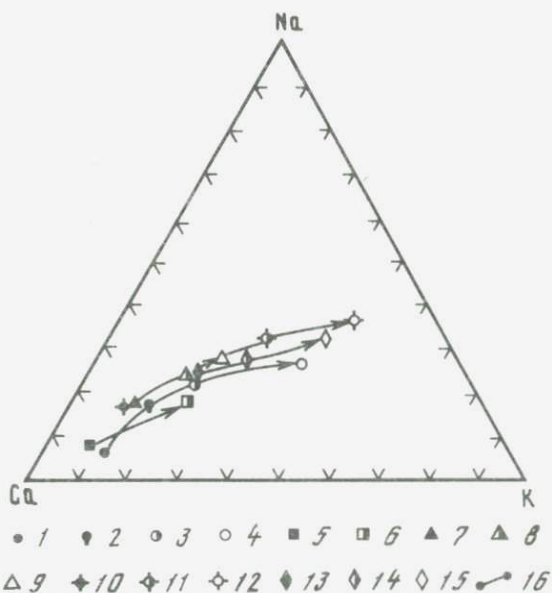
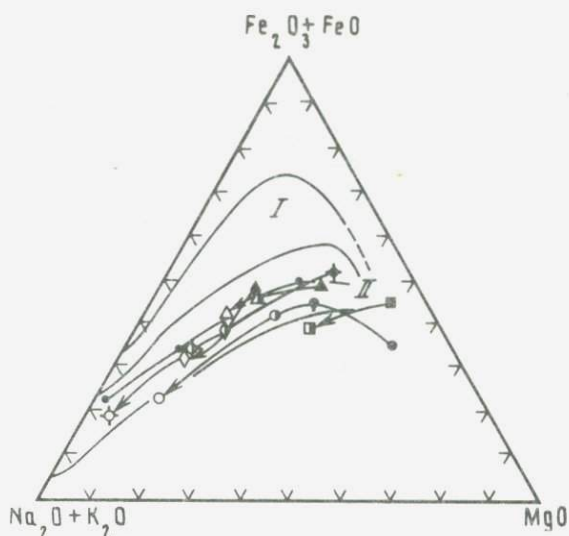


Рис. 45. Характер изменения состава пород габбро-диорит-гранодиоритовой формации

Кескенсайский интрузив: 1 — габбро-пироксенит, 2 — амфиболизированное габбро, 3 — монцодиорит, 4 — гранодиорит; Вазифский интрузив: 5 — габбро, 6 — кварцевый диорит; Аксуйский интрузив: 7 — габбро, 8—9 — кварцевые диориты, Туйкутальский интрузив: 10 — габбро, 11 — гранодиориты, 12 — граниты, Девдаринский интрузив: 13 — монцониты, 14 — кварцевые диориты, 15 — граниты, 16 — известково-щелочная серия (по Р. Дели); стандартные типы дифференциации магм по Х. Куно: I — пижонитовая, II — гиперстеновая серии

к кларкам основных пород специализированы на Li, B, Sn и обеднены сидерофильными и некоторыми литофильными (Rb, Y, Nb, Sr) элементами. Последнее сближает их с гранитоидами комплекса. Гранитоиды в сравнении с кларками гранодиоритов содержат пониженные количества Rb, Tl, B, F, Y, Nb, Zr, Fe, V, Ni и повышенные — Cs, Sn, Pb.

Общей особенностью химизма пород формации является скачкообразное увеличение щелочей на уровне средних разностей гомодромно развивающегося ряда (см. рис. 44) вплоть до появления субщелочных пород. Эта же особенность, только более четко выраженная, отмечена и в геосинклинальных формациях поздней стадии. Увеличение кремнезема и щелочности в породах габбродиорит-гранодиоритовой формации сопровождается резким снижением содержания магнезии и плавным и менее значительным общего железа. В увеличении количества щелочей главная роль принадлежит калию (рис. 45).

Гранодиорит-гранитовая формация

Породы рассматриваемой формации обладают наиболее широким развитием в Южном Тянь-Шане, образуя крупные массивы, небольшие тела, а также полихронные интрузивы, которые обуславливают гранитоидный облик магматизма этой территории. Петрографические, минералогические, геохимические и другие особенности гранитоидов Южного Тянь-Шаня достаточно подробно освещены в работах [96, 15, 2, 40], ниже приводятся лишь их главные черты.

В Букантау-Карачатыр-Алайской зоне к этой формации относятся массивы: Алтынтауский (122 км²), Актастинский (23 км²), Северо-Тамдынский (23 км²), Казахтауский, Сарытауский, Темиркобукский (170 км⁴), Устукский (120 км⁴), Синтабский (25 км⁴), Акчобский (23 км²), Койташский (50 км²), Актауский (200 км²), Янгаклинский, Битабский, Заркайнарский (170 км²), которые представлены амфибол-биотитовыми гранодиоритами, адамеллитами и биотитовыми гранитами крупно- и среднезернистыми порфиroidными структурными разновидностями, аляскитами, лейкократовыми гранитами. Последние образуют небольшие штоковые и дайковые тела.

Гранодиориты развиты в большинстве интрузивов и слагают обычно краевые зоны. Характерными особенностями их является порфиroidное строение, присутствие (наравне с биотитом) амфибола. Эти породы вблизи контактов интрузивов приобретают более основной состав и черты, характерные для гибридных образований.

Граниты представлены биотитовыми, реже двуслюдяными и мусковитовыми разновидностями и развиты во многих массивах, слагая обычно их центральные, более эродированные части. В сторону краевых частей массивов граниты сменяются адамеллитами и гранодиоритами.

В Ауминза-Туркестанской зоне гранодиорит-гранитовая формация включает Тро-Самжентский (200 км²), Зах-Кудукский (65 км²), Ау-минзинский (65 км²) и другие массивы, а также интрузивы туркестанского комплекса. В составе последнего объединены две группы интрузивов. Северная группа включает Ляйлякский (77 км²) и Фарахноу—Мираминский (130 км²) массивы, сложенные серией пород от кварцевых монцонитов до гранитов (с широким развитием амфибол-биотитовых гранодиоритов). Южная группа объединяет мелкие Обимазарский (7 км²) и Джиндонский (3 км²) интрузивы. Они сложены биотитовыми и двуслюдяными гранитами. Объединяет обе группы тел залегание среди метаморфизованных преимущественно терригенных отложений, пегматитоносный и редкометальный тип гранитоидов, обогащенных литофильными редкими элементами, повышенная щелочность, глиноземистость и железистость гранитоидов. Возраст комплекса проблематичен: его нижняя возрастная граница определяется прорыванием гранитами Джиндонского массива отложений С₂. Кроме того, гранитоиды Ляйлякского и Обимазарского тел метаморфизуют и интродуцируют дайки кварцевых порфиров тамдыкульского комплекса (С₃) и гранитоид-порфиров дидахангского комплекса (С₃). Изученные гранитоиды резко отличаются своими особенностями и пегматитоносностью от гранитоидов ачикалминского комплекса (Р₁). Цифры К-Аг возраста по гранитоидам Джиндонского, Обимазарского и Ляйлякского массивов весьма неоднозначны — от 340 до 200 млн лет (С₂—Т).

Ляйлякский массив — пластообразное тело, вытянутое в субширотном направлении согласно с простираем вмещающих толщ. В массиве присутствует несколько разновидностей гранитоидов. В южном эндоконтакте преобладают серые среднезернистые гнейсовидные порфировидные амфиболсодержащие биотитовые гранодиориты (иногда до кварцевых монцонитов). Не менее широко развиты биотитовые гранодиориты аналогичного облика, иногда в небольших количествах содержащие гранат. Порфировидность пород обусловлена вкрапленниками калиевого полевого шпата размером от 0,5×1 до 7×14 см. Их количество обычно не превышает 10—20 дм², а морфология весьма разнообразна. Гнейсовидность обусловлена параллельным размещением бластовых скоплений биотита и отчасти амфибола. Своеобразный облик эндоконтактных разновидностей гранитоидов, по-видимому, связан с динамометаморфизмом (протокатаклизом). В центральных частях массива развиты менее гнейсовидные или массивные порфировидные биотит-мелаграниты. Поздние дифференциаты представлены несколькими разновидностями (генерациями) гранитов, среди которых преобладают мелко-среднезернистые массивные и гнейсовидные. Иногда их количество достигает 5% площади гранитоидов. Широко развиты как шлировые пегматиты (миаролитовые), так и жильные. Мощность последних достигает нескольких метров. Обычно пегматиты содержат биотит, мусковит, турмалин, гранат, некоторые из них относятся к типу редкометальных. Основное поле редкометальных пегматитов протяженностью свыше 50 км расположено между Ляйлякским и Джиптыкским мас-

сивами. В нем насчитывается до 6000—7000 жил мощностью от 1 до 25 м (72).

Гранитоиды Ляйлякского массива имеют нечеткую гипидиоморфнозернистую, порфириовидную, пойкилитовую структуры, иногда бластокатакlastическую, гранобластовую, гранолепидобластовую структуры, типичные для эндоконтактных разностей. Состав пород варьирует от кварцевых монзонитов до гранитов. Среди цветных проявлены два типа парагенезисов — амфибол-биотитовый (с резким преобладанием последнего) и биотитовый (\pm гранат). Однако облик и состав минералов в породах обеих групп изменяется мало. Более того, присутствуют гранитоиды, содержащие одновременно биотит, амфибол и гранат. Среди аксессуаров и вторичных минералов определены ортит, сфен, эпидот, турмалин, апатит, циркон, рудный, карбонат, мусковит, хлорит.

Обимазарский массив — несогласное, асимметричное штокообразное тело с куполовидной апикальной поверхностью. Северная часть массива перекрыта сланцевой кровлей. Контакты интрузивно-инъекционные, характерно присутствие крупных блок-ксенолитов вмещающих пород. Инъекции сложены гранитами, аплитами, пегматитами мощностью от первых сантиметров до нескольких метров. В гранитоидах у контакта немного уменьшается зернистость. Иногда развиваются резко порфириовидные мелко-среднезернистые биотитовые граниты или зоны пегматоидных лейкократовых гранитов. Породы главной фазы — среднезернистые порфириовидные биотит- и мусковит-биотитовые граниты (обычно с турмалином). Среднее количество вкрапленников калиевого полевого шпата 15—25%, их размеры до 2—3 см. Для массива характерны процессы грейзенизации и турмалинизации.

Гранитоиды Обимазарского массива отличаются от пород Ляйлякского интрузива отсутствием амфибола, широким развитием двуслюдяных парагенезисов, более лейкократовым (гранитным) составом, лучшей сохранностью первичных структур. Среди последних отмечены порфириовидная, пойкилитовая, гипидиоморфнозернистая. Аксессуары и вторичные минералы: апатит, циркон, рудный, флюорит, турмалин, монацит, рутил, топаз, анатаз, лейкоксен, слюды, альбит.

По средневзвешенному составу изученные гранитоиды отвечают калиевому гранодиориту с повышенной щелочностью, железистостью, глиноземистостью и умеренной (несколько пониженной) известковистостью. При этом амфибол-биотитовые и биотитовые (\pm гранатовые) гранодиориты сопоставимы по большинству признаков, за исключением несколько увеличенной глиноземистости последних. В Обимазарском и Джиндонском массивах преобладают граниты — лейкограниты, но их объединяет с более основными разностями гранитоидов повышенные щелочность, глиноземистость и железистость.

Средние содержания ряда лито-халькофильных элементов (Li, Cs, B, U, Sn, Pb, Zn, As) в породах комплекса выше кларков как гранодиоритов, так и гранитов. Положительная специализация

в отношении указанных элементов сближает все интрузивы, входящие в туркестанский комплекс. Вместе с тем граниты Обимазарского и Джиндонского тел в сравнении с Ляйлякским еще более обогащены Li, Pb, Sn и особенно Cs, В и обеднены Sr и сидерофильными элементами, обладают резко пониженным отношением Sr/Rb. Эти граниты по ряду геохимических признаков приближаются к плюмазитовым редкометальным лейкогранитам (Л.В. Таусон, 1977).

В Зарафшано-Алайской зоне породы рассматриваемой формации образуют ряд массивов: Комсомолабад-Канязский в Алайском хребте, Тозбулакский (50 км²) в горах Кульджуктау, Каратюбинский (800 км²), Лолабулакский (92 км²) в горах Каратюбе, Зирабулакский (200 км²), Кетменчинский (72 км²), Тымский (19,5 км²), Чиракжуринский (23 км²) в горах Зирабулак и Акмазарский (25 км²), Кошкудукский (36 км²), Майзакский, Чайдарозский, Гунджакский в Зияэтдинских горах.

В наиболее крупных Каратюбинском и Зирабулакском интрузивах более 80% площади составляют средне- и крупнозернистые порфиоровидные амфибол-биотитовые гранодиориты. В Тымском интрузиве породы рассматриваемой формации представлены гнейсированными гранитами и гранодиоритами, в Кетменчинском и Сарыкольском (южная часть) интрузивах — двуслюдяными гранитами. Для пород этой зоны характерны проявления порфиоровидности, мусковитизации и турмалинизации их.

В комсомолабад-канязском комплексе (С₃) преобладают гранодиориты, роль гранитов крайне незначительна. Породы I (главной) фазы представлены мелко-среднезернистыми биотит (±амфиболовыми) = гранодиоритами, равномернозернистыми или слабопорфиоровидными (отдельные вкрапленники калиевого полевого шпата до 1—2 см). Лейкогранодиориты поздней фазы слагают небольшие штокообразные тела. Это среднезернистые гранитоиды с многочисленными (35—40 шт/м²) выделениями калиевого полевого шпата размером до 3×5, реже до 3×8 см. Возраст комплекса определяется как С₃ в связи с тем, что гранитоиды прорывают отложения С₂. К-Аг возраст слюд в Комсомолабад-Канязском массиве 280—305 млн лет.

Породы главной фазы представлены амфиболсодержащими биотитовыми гранодиоритами. Биотит везде резко преобладает над амфиболом, а в ряде интрузивов последний отсутствует. Структуры: гипидиоморфнозернистая, порфиоровидная, пойкилитовая, монцонитовая, протокатакластическая. Резко порфиоровидная структура с размером зерен основной массы 0,1—0,5 мм проявлена в эндоконтактах массивов и мелких сателлитах.

По средневзвешенному составу гранитоиды отвечают калиевому гранодиориту с умеренной или слабо повышенной щелочностью, нормальной или слабо пониженной глиноземистостью и повышенной железистостью. В сравнении с кларками гранодиоритов изученные гранитоиды несколько обогащены Cr, Cs, Be, Sn, Pb, Zn и обеднены Rb, U, В, Y, Nb, Sr, V, Ni.

В Южно-Гиссарской зоне эта формация включает акбайракский,

иосский, серидевольский и варзобский комплексы сформировавшиеся в среднем карбоне, и пайронский, гиссарский, сорбухский и муринский — в позднем карбоне.

Пайронский комплекс состоит из пород двух фаз: I фаза — граниты, II фаза — субщелочные граниты—лейкограниты. Граниты I фазы размещены среди гранитоидов казнокского (C_2), гиссарского (C_3) и муринского (C_3) комплексов. Граниты II фазы образуют удлиненные, субширотно ориентированные тела, расположенные в южной части Южно-Гиссарской зоны, на границе с Мечетлинской звгеосинклинальной зоной. Здесь они прорывают вулканы каратагской серии (C_1) и гранитоиды казнокского комплекса (C_2). Граниты I фазы прорваны гранодиоритами муринского комплекса (C_3). Граниты II фазы вместе с секущими их апплитами рассекаются гранитами—адамеллитами гиссарского комплекса (C_{2-3}) и образуют в них ксенолиты разных размеров (до нескольких сот м в поперечнике). Галька гранитов пайронского комплекса встречается в терригенных отложениях дарахтисурхской свиты (C_{2-3} ?).

Породы I фазы представлены массивными или гнейсовидными средне-мелкозернистыми, часто порфиоровидными гранитами, состав (в %): плагиоклаз — 22, калиевый полевой шпат — 46, кварц — 25, биотит — 7. Порфиоровидность породам придают мелкие вкрапленники калиевого полевого шпата (0,5—1,5 см), составляющие до 10% объема гранитов. Структура гимидиоморфнозернистая, катакластическая. Породы II фазы — массивные среднезернистые порфиоровидные граниты—лейкограниты, состав (в %): плагиоклаз — 26, калиевый полевой шпат — 40, кварц — 31, биотит — 3, мусковит — 0,5. Структуры гипидиоморфнозернистая, порфиоровидная, катакластическая. Вкрапленники калиевого полевого шпата размером до 0,8×1,5 см составляют 10—30% объема пород. Породы I фазы Na-K мелаграниты с умеренной щелочностью, железистостью и несколько повышенной глиноземистостью. Породы II фазы — калиевые субщелочные граниты—лейкограниты с высокой железистостью (74%) и пониженной глиноземистостью. Средневзвешенные содержания редких элементов в гранитах комплекса в целом сопоставимы с кларками гранитов. Отмечается некоторое их обогащение Li, Cs, Sr радиоактивными элементами и Sn, Pb, Cu, а также относительное обеднение B, F, Y, Zr, V, Ni. От гранитов II фазы гиссарского комплекса изученные граниты отличаются повышенными концентрациями редких щелочных и летучих элементов Nb, Zr, Y, Sn и пониженной величиной отношения K/Rb.

Ареалы распространения гранитоидов гиссарского комплекса приурочены к центральной и западной частям Южно-Гиссарской зоны. Комплекс имеет двухчленное строение: I (главная) фаза — граниты, II — лейкограниты. Граниты образуют несколько субширотно ориентированных удлиненных тел длиной до 70 км. Они тяготеют к северной части Южно-Гиссарской зоны и прорывают отложения C_2 и C_{2-3} . В конгломератах дарахтисурхской свиты (C_{2-3} ?) встречены обломки гранитов гиссарского комплекса. Граниты прорывают также гранитоиды ходжамафрачского (C_{1-2}), аксуйского (C_2), пайронского

(C₂₋₃) комплексов и, в свою очередь, прорваны породами муринского (C₃) и туйкутальского (C₃) комплексов. К-Аг возраст составляет 290—322 млн лет.

Породы I фазы представлены среднезернистыми и средне-крупнозернистыми порфиroidными амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранитами. Порфиroidность обусловлена вкрапленниками калиевого полевого шпата размером 1×2 см, составляющими 10—35% объема пород. Породы II фазы — средне-крупнозернистые порфиroidные биотитовые лейкограниты. Вкрапленники калиевого полевого шпата размером 1—2 см в них занимают до 30% объема пород. Граниты обеих фаз сопоставимы по структурно-текстурным особенностям и оптике минералов.

Породы I фазы по химизму отвечают в среднем калиевому граниту, однако в большой выборке анализов небольшая их часть уклоняется к лейкогранодиоритам и лейкогранитам. Породы II фазы отвечают калиевому лейкограниту. Средневзвешенный состав пород комплекса соответствует калиевому граниту с несколько пониженной щелочностью и нормальной глиноземистостью и железистостью. От предшествующих гранитов пайронского комплекса эти граниты явно отличаются более низкой щелочностью и железистостью. Граниты комплекса в сравнении с кларками гранитов обеднены почти всеми лито-халькофильными элементами, кроме U, Th, Sn, Pb, Mo, одновременно они обогащены Sr и характеризуются высоким отношением Sr/Rb. Сидерофильные элементы содержатся в них в около- или вышекларковых количествах.

В Байсунской зоне породы формации гранодиорит-гранитов слагают один крупный массив Кугитангский (145 км²) и несколько небольших интрузивных тел, приуроченных к Сурхантаускому разлому. В этих интрузивах породы рассматриваемой формации представлены амфибол-биотитовыми гранодиоритами, адамеллитами и биотитовыми гранитами, среди них основную (90%) площадь занимают средне- и крупнозернистые граниты.

В целом по формации в перечисленных интрузивах лейкократовые граниты часто образуют штокообразные и дайковые тела и развиты в приконтактных зонах крупных массивов. Жильными образованиями являются гранит-аплиты, пегматиты, лампрофиры, реже гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры. Количественно-минералогический состав пород формации различных зон Южного Тянь-Шаня в общем близок. Вместе с тем отмечаются некоторые различия по отдельным минералам. Так, например, от массивов северных зон к южным в составе пород увеличивается роль калиевых полевых шпатов, уменьшается — амфиболов. Проявляется мусковитизация в породах южных зон. В породах рассматриваемой формации плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином. Калиевый полевой шпат — решетчатый, реже нерешетчатый микроклин и микроклин-пертит, иногда в небольшом количестве ортоклаз. Биотит в породах является главным, иногда (в гранитах) единственным цветным минералом. В гранодиоритах он ассоциирует с амфиболом и всегда находится в преобладающем по сравнению с ним коли-

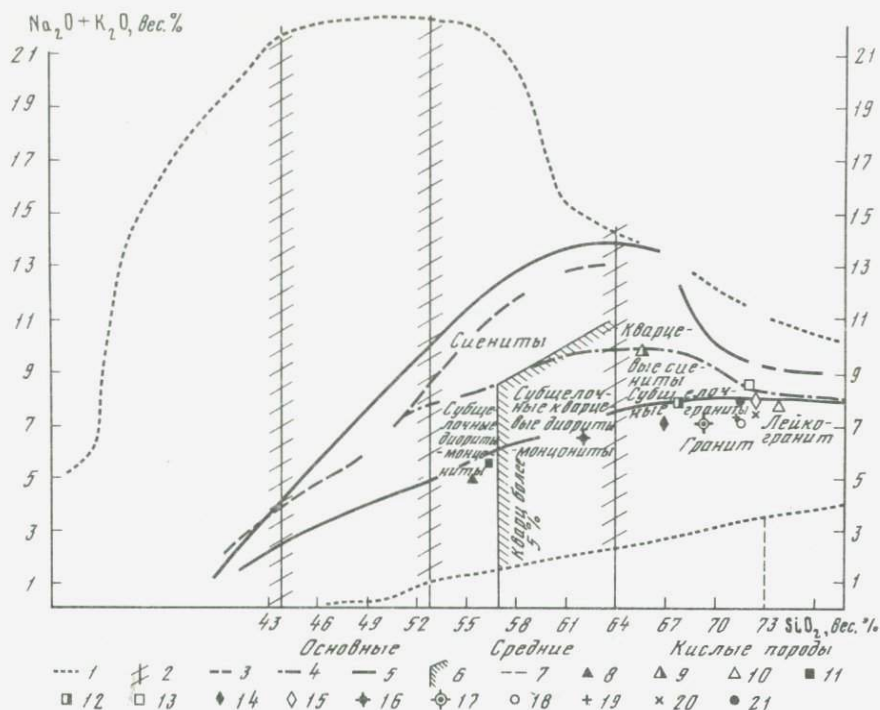


Рис. 46. Положение пород гранодиорит-гранитовой формации в координатах SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

1—7 — см. рис. 1 [21]; массивы: 8—10 — Северо-Тамдынский, 11—13 — Каратюбинский, 14—15 — Алтынтауский, 16—17 — Ягнобский, 18 — Тозбулакский; комплексы: 19 — геосский, 20 — серидевольский, 21 — канязский

честве (чаще 5—8%, реже 8—10 и 15%). По составу биотит отвечает лепидомелану. Он резко плеохроирует от темно-буро-коричневого до светло-зеленого и от соломенно-желтого до бесцветного. Амфибол представлен зеленой обыкновенной роговой обманкой. Акцессорные минералы в породах рассматриваемой формации в интрузивах западной части Южного Тянь-Шаня по списочному составу в целом близки. Различия заключаются в том, что в гранодиоритах обычно развиты кальциевые акцессории (сфен, ортит, апатит), а в гранитах — фосфаты редких земель (монацит, ксенотим) и редкоземельных тантало-ниобатов (бломстрандин). В поздних фазах интрузий, лейкократовых гранитах и их жильных образованиях — пегматитах, гранит-аплитах южных зон — проявляются касситеритовая, колумбит-ильменит-рутиловая минерализация.

Петрохимические особенности пород рассматриваемой формации в Южном Тянь-Шане имеют также ряд общих черт.

На диаграмме SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис. 46) они располагаются вдоль границы раздела пород нормального и субщелочного рядов, отражая пропорциональное увеличение щелочности по мере возра-

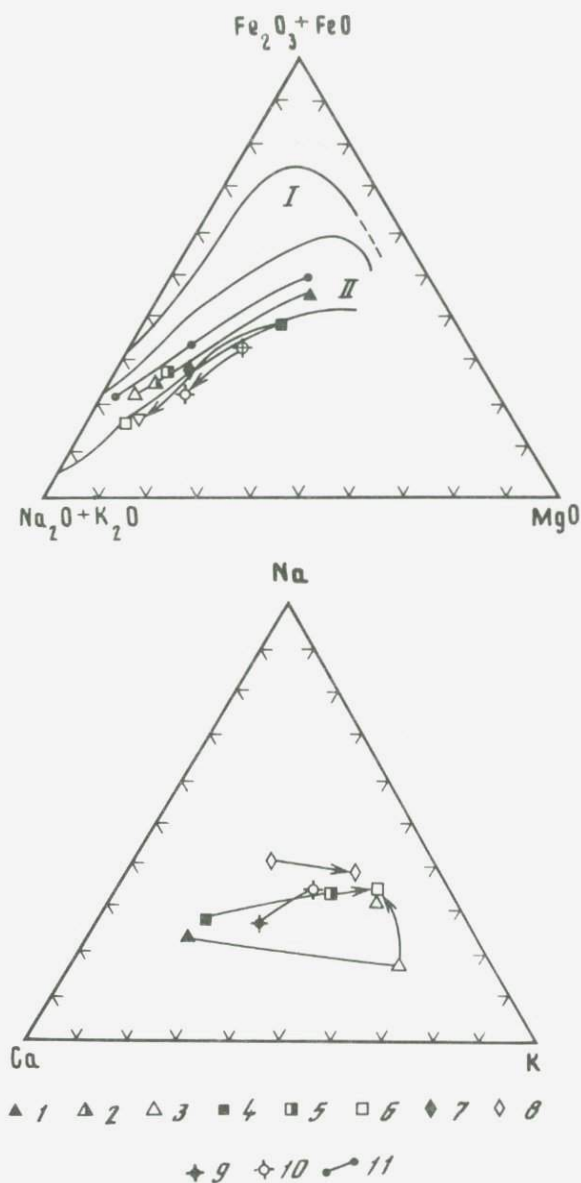


Рис. 47. Характер изменения состава пород гранодиорит-гранитовой формации
 Северо-Тамдынский интрузив: 1 — кварцевый диорит, 2 — гранодиорит, 3 — лейкогранит; Каратыбинский интрузив: 4 — кварцевый диорит, 5 — гранодиорит, 6 — гранит; Алтынтауский интрузив: 7 — гранодиорит, 8 — гранит; ягнобский комплекс: 9 — кварцевый монцодиорит, 10 — гранодиорит, 11 — известково-щелочная серия (по Р. Дели); стандартные типы дифференциации магм по Х. Куно: I — пижонитовая, II — гиперстеновая серии

стания кремнезема. При этом интересно отметить, что в ряду гранодиорит—гранит щелочность возрастает за счет калия, а при формировании лейкогранитов возрастает роль натрия (рис. 47). Увеличение щелочности в породах сопровождается уменьшением в равной степени как магнезии, так и суммарного железа. Приведенные петрохимические особенности отличают породы этой гранитоидной формации от ранее рассмотренной (см. рис. 45).

Необходимо также отметить, что химический состав пород как этой, так и габбро-диорит-гранодиоритовой формаций заметно зависит от степени проявления ассимиляционных процессов, состава вмещающей среды и глубинности образования.

В целом для пород гранодиорит-гранитовой формации Южного Тянь-Шаня характерны низкие содержания железа, пересыщенность глиноземом и повышенные или умеренные количества извести и щелочей. При этом установлено частое преобладание натрия над калием в породах северных зон. Содержания железа в породах формации пониженные во всех зонах Южного Тянь-Шаня, за исключением Южного Гиссара. Ввиду этого в гранитоидах зон магнетит отсутствует или присутствует очень в малых количествах (ниже 0,1—0,2%). Гранодиориты и граниты Южного Гиссара характеризуются пересыщенностью кремнеземом и глиноземом и умеренным содержанием щелочей. В целом у них повышена основность, глиноземистость и известковистость.

Геохимическими особенностями пород рассматриваемой формации Южного Тянь-Шаня являются вышекларковые содержания в отдельных массивах лития, рубидия, молибдена, вольфрама, золота, свинца, меди, цинка, ниобия.

С породами формации в западной части Южного Тянь-Шаня генетически и пространственно связаны редкометалльные (W, Mo, Sn), золотое и медное оруденения скарновой, пегматитовой и кварц-грейзеновой формаций. Для северных зон характерны рудопроявления Au, W, Cu, Zn, а для южных — Mo, W, Sn. В Южно-Гиссарской и Байсунской зонах имеются скарново-железорудные, скарново-шеелитовые, кварц-шеелит-вольфрамовые (жильные), сульфидно-касситеритовые, кварц-арсенопиритовые рудопроявления. По глубине образования интрузивы северных зон относятся к мезо- и гипабиссальным, а южные — к гипабиссальным и абиссальным.

Абсолютный возраст интрузивов западной части Южного Тянь-Шаня определяется как C_3 — P_1 (275 ± 10 млн лет), а в Южно-Гиссарской зоне — 300 ± 10 млн лет, что соответствует C_2 — C_3 .

Гранит-лейкогранитовая формация

Распространение гранитоидов упомянутой формации в Южном Тянь-Шане ограничивается территорией мио- и вторичных геосинклиналей. В первых (Южно-Гиссарская зона) гранитоидные комплексы имеют многофазное строение, а во-вторых (Байсунская зона) — однофазное.

В Южно-Гиссарской зоне гранит-лейкогранитовая формация включает южноварзобский комплекс, имеющий четырехфазное строение. Преобладающие по площади граниты III главной фазы слагают вытянутый в северо-западном направлении Южноварзобский интрузив (10×35 км) и Обисафет-Обибарикский массив, вытянутый в субширотном направлении. Гранитоиды I, II и IV фаз образуют тела штокообразной, неправильной или дайкообразной формы среди более ранних гранитоидов.

Граниты III фазы прорывают вулканиты C_1-C_2 , терригенные породы замбарской свиты C_2 , трахиандезиты ангорисайской толщи ($C_3?$), а также гранитоид-порфиры диймалекского комплекса (C_3), гранитоиды гиссарского (C_{2-3}) и муринского (C_3) комплексов. Граниты II фазы интродуцируют породы серидевольского (C_2), туйкутальского (C_3) и яфракского (C_3) комплексов. Граниты I и III фаз комплекса, в свою очередь, прорываются кварцевыми сиенитами и субщелочными гранитами джавонинского комплекса (P_1), а также дайками гранит-порфиров чуракульского комплекса (P_1). Обломки гранитов главной фазы находятся в базальной толще лючобской свиты (P_1) [72].

K-Ar возраст гранитоидов колеблется в широком интервале — от 241 до 347 млн лет, а главная масса цифр не выходит за пределы 295—325 млн лет (C_{2-3}).

Породы I фазы сложены массивными мелкозернистыми порфировидными мелагранитами. Порфировидность обусловлена редкими вкрапленниками калиевого полевого шпата. Структуры гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая. Породы II фазы представлены среднезернистыми порфировидными гранитами—мелагранитами. Вкрапленники калиевого полевого шпата (3×1,5 см) составляют 10—20% объема пород. Структура гипидиоморфнозернистая. Породы III (главной) фазы — крупно-среднезернистые порфировидные граниты. Вкрапленники калиевого полевого шпата размером до 1,5×3 см составляют до 30% объема пород. Породы IV фазы представлены мелкозернистыми, иногда порфировидными гранитами—лейкогранитами. Вкрапленники калиевого полевого шпата (1 см) составляют 5—10% объема пород. Структуры гипидиоморфнозернистая, порфировидная, аллотриоморфнозернистая, микрографическая.

По средневзвешенному составу породы комплекса отвечают граниту с несколько повышенной общей щелочностью, высокой калиево-железистостью и умеренной глиноземистостью. В данном случае проявлен относительно короткий эволюционный ряд — от мелагранитов до субщелочных гранитов (рис. 48), сближенных по главным петрохимическим особенностям. Граниты комплекса обладают положительной специализацией в отношении редких щелочных, радиоактивных элементов, Be, Sn, некоторых халькофильных (Pb, Cu, As) элементов, а в нижекларковых количествах содержат сидерофильные элементы (кроме Cr), B, Tl, Y, Zr и Nb. Эти особенности определяют общий геохимический фон комплекса, четко выделяя его среди других гранитоидов региона. По геохимическим особенностям изученные граниты занимают промежуточ-

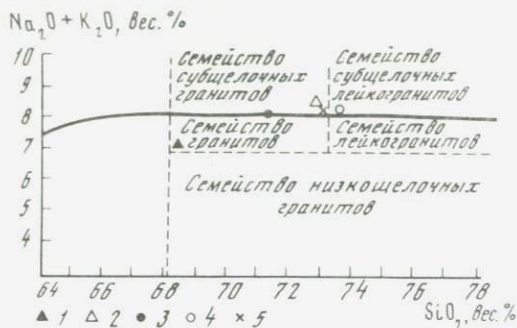


Рис. 48. Положение пород гранит-лейкогранитовой формации в координатах SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$
 Массивы: 1—2 — Южно-Варзобский, 3—4 — Акбаджумонский, 5 — Хочильерский

ное положение между породами гранитного и аляскитового (редкометалльно-гранитового) формационных типов.

В Зарафшано-Алайской зоне гранит-лейкогранитовая формация включает акбаджумонский комплекс (C_3) в объеме одноименного массива (площадь 27 км^2). В строении комплекса участвуют породы двух фаз: граниты I фазы (главной) и лейкократовые двуслюдяные граниты II фазы. Акбаджумонский массив представлен неправильной формы телом с крутопадающими (северная и восточная части массива) и пологими (западная часть) контактами, с многочисленными апофизами и инъекциями во вмещающие породы.

Массив прорывает карбонатные и терригенные отложения силурийского, девонского, а также ранне-среднекарбонного возраста и дайки керсантитов и спессартитов (C_3). Цифры абсолютного возраста (калий-аргоновый метод) колеблются от 329 до 253 млн лет.

Породы I фазы представлены порфировидными мелко-среднезернистыми гранитами. Структуры — гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая, монцонитовая, порфировидная, гранит-порфировая с гипидиоморфнозернистой, микропойкилитовой основной массой. Во вкраплениях гранитоид-порфиров наблюдаются плагиоклаз, кварц, калишпат. Наиболее крупные кристаллы (до $6 \times 18 \text{ см}$) наблюдаются в восточной части интрузива. Плагиоклаз в основном представлен андезином (An_{33-40}) и олигоклазом (An_{26-30}) с высокой и промежуточной (0,5—1,0) упорядоченностью. Более основной плагиоклаз (An_{45-60}) развит в зоне эндоконтакта в виде идиоморфных и гипидиоморфных зерен размером до 4 мм, часто зонального строения (количество зон колеблется от 2 до 7, реже до 10—12). Калиевый полевой шпат образует удлиненно-табличатые вкрапления и мелкие зерна в основной массе. По составу соответствует промежуточному микроклину и промежуточному триклинному ортоклазу, менее — высокому и максимальному микроклину ($Nq = 1,525 \div 1,526$; $Np = 1,518 \div 1,520$; $-2V = 57 \div 83^\circ$). Кварц-ксеноморфные зерна (до 2,7 мм) и округлые вкрапления (до 8 мм). Биотит представлен пластинками (4 мм) коричневого, буровато-коричневого цвета и бластовыми скоплениями. Амфибол образует небольшие (0,2—1,0 мм) призматические кристаллы и сегрегационные скоп-

ления либо мелкие оплавленные включения в плагиоклазе. По составу ($Ng = 1,680 \div 1,685$; $Np = 1,655 \div 1,660$; $cNg = 14 \div 22^\circ$; $-2V = 65 \div 72^\circ$) отвечает обыкновенной роговой обманке. Пироксен образует небольшие реликты в роговой обманке ($+2V = 54^\circ$).

Породы II фазы представлены мелко-среднезернистыми биотитовыми гранитами, иногда мусковитизированными и турмалинизированными. Структура гипидиоморфнозернистая, иногда с элементами монцонитовой. В породах постоянно присутствует турмалин; широко проявлены процессы грейзенизации.

По химизму породы комплекса соответствуют субщелочным гранитам и лейкогранитам (см. рис. 48), от средних типов гранитов отличаются повышенной железистостью и пониженной глиноземистостью. В целом гранитоиды комплекса характеризуются повышенными содержаниями аксессуарев редких элементов. Постоянно встречающимися минералами являются апатит, циркон, а также флюорит, пирит, арсенопирит, ортит, халькопирит, бастнезит, монацит. Гранитоиды комплекса характеризуются положительной специализацией в отношении редких щелочных, радиоактивных элементов Sn, Be, В, Pb, Mo, Cr и отрицательной — на F, Ti, Mn, V, Cu. Они сопоставимы с гранитовым формационным типом по содержаниям сидерофильных и части лито-халькофильных элементов (Th, F, P, Fe, Zn, Cu). Однако по концентрациям Li, Sn, Rb, Pb, U, Cr, K/Rb отношению они ближе к аляскитовому формационному типу.

Гранит-лейкогранитовая формация в Байсунской зоне включает хочильерский комплекс (P?), породы которого расположены в северной активизированной части зоны. Хочильерский интрузив ($5,5 \text{ км}^2$) сложен своеобразными редкометальными гранитами (апогранитами), не имеющими аналогов среди других гранитных комплексов Южного Гиссара. Он прорывает отложения суффинской свиты (C_2), по морфологии близок к штокообразным телам. Возраст комплекса условно принят пермским, исходя из того, что подобные граниты обычно связаны с позднеорогенными этапами развития складчатых областей или процессами тектоно-магматической активизации.

Породы комплекса представлены среднезернистыми лейкогранитами (в %): плагиоклаз — 23, калиевый полевой шпат — 38, кварц — 36, биотит — 3, мусковит — 0,5. Иногда они приобретают зеленоватые тона в окраске за счет развития амазонитовых разностей. Структуры гипидиоморфнозернистая, коррозионная, структуры замещения. Кварц слагает ксеноморфные и гипидиоморфные зерна размером до 4 мм. В ряде участков граниты подверглись интенсивным метасоматическим преобразованиям с переходом в апограниты (амазонит, альбит, кварц, слюды, топаз, флюорит).

По химизму изученные породы отвечают калий-натриевым лейкогранитам с несколько повышенной щелочностью (см. рис. 48), железистостью и низкой глиноземистостью. Содержание Ca в них повышено за счет карбонатизации, в то время как нормативный состав плагиоклаза отвечает альбиту. Изученные граниты характеризуются резко выраженной положительной специализацией в отно-

шении большинства редких литофильных элементов, содержат пониженные количества сидерофильных и базитовых халькофильных (Cu, Zn) элементов, им свойственны крайне низкие отношения Th/U, Sr/Rb и K/Rb. Они по уровню содержаний ряда редких элементов не имеют аналогов в регионе и геохимически сопоставимы с плюмазитовыми редкометалльными гранитами (Л.В. Таусон, 1977). От последних хочильерские граниты отличаются еще более высокими концентрациями U, Nb, Pb и более низкими Sr, Co, Ni.

Среди гранитоидов рассматриваемой формации по химизму выделяются два эволюционных ряда (см. рис. 48). В первом увеличении кремнезема сопровождается увеличением щелочности пород вплоть до появления субщелочных разностей гранитов. Во втором ряду увеличение кислотности пород практически не сопровождается увеличением щелочности, но здесь все разности пород субщелочные. В первом эволюционном ряду увеличение щелочности происходит исключительно за счет калия, а во втором — незначительно изменяется натрий. Нарушение баланса щелочей сопровождается уменьшением количества суммарного железа и кальция.

Дацит-липаритовая и гранитоид-порфировая формации

Они составляют интрузивно-вулканогенную ассоциацию, знаменующую позднюю стадию орогенного этапа. Полностью она представлена лишь в Мечетлинской зоне, в Южно-Гиссарской и Байсунской — только гранитоид-порфировой формацией, а в Зарафшано-Алайской — дацит-липаритовой (см. табл. 2,3). В Мечетлинской зоне эту ассоциацию представляет лючобский интрузивно-вулканогенный комплекс (P₁). Образования комплекса развиты главным образом по правобережью р. Каратаг и в междуречьях Савургон—Ханака—Лючоб—Варзоб. Современная площадь их выходов достигает 250 км².

Лючобская свита (P₁) залегает с разрывом на флишоидах мурбаской свиты (C₂₋₃) и несогласно перекрывается молассоидами ханакинской свиты (P₂—T₁). В разрезе свиты выделены шесть толщ (снизу вверх): базальная, трахиандезито-базальтовая, фельзитовая, нижняя дацитовая, липаритовая, верхняя дацитовая. Для большинства из них известны жерловые субвулканические аналоги.

Базальная толща сложена конгломератами, песчаниками, туфо-конгломератами, туфопесчаниками, туффитами с прослоями туфов. Мощность толщи 400 м. Вулканогенные образования составляют 20—30% ее объема. Представлены они прослоями туфов, дацитов, липаритов; чаще же пирокластическая связующая масса цементирует обломки перемытых осадочных и магматических пород.

Трахиандезито-базальтовая толща установлена только в междуречьи Суффа-Арджанак, где породы ее залегают между базальной и фельзитовой толщами. В строении толщи участвуют лавовые, лавокластитовые вулканы трахибазальтового, трахиандезитового состава. Максимальная мощность толщи 220 м.

Фельзитовая толща (100—300 м) состоит из спекшихся туфов базокварцевых липаритов, дацито-липаритов. В подчиненном количестве встречаются прослои туфов дацитов—андезитов, туфоконгломератов, туфопесчаников.

Нижняя дацитовая толща представлена в нижней части (10—90 м) туфопесчаниками, туфоконгломератами, туффитами с подчиненными прослоями дацитов и их туфов, а выше (50—600 м) — дацитами и андезито-дацитами (в лавовой, лавокластической, пирокластической фациях) с подчиненными прослоями вулканитов более основного и кислого состава.

Липаритовая толща (250—450 м) практически полностью состоит из спекшихся туфов липаритов. Лишь в основании ее местами фиксируются прослои туфопесчаников, туффитов.

Верхняя дацитовая толща (до 260 м) сложена переслаивающимися в разрезах туфами разной размерности и состава. Состав их колеблется от дацито-андезитов до липаритов при преобладании дацитовых разностей. В подчиненном количестве встречаются прослои туфопесчаников, туфоконгломератов.

Коэффициент вулканогенности толщи 95—98%. Породы образовались при высокоэксплозивных извержениях центрального типа (исключение составляют лишь породы трахиандезито-базальтовой толщи, где доминируют лавовые, лавокластические разновидности). Коэффициент explosивности в среднем 96—97%. Условия накопления прибрежно-морские, о чем свидетельствует наличие в прослоях туффитов, примеси карбонатного материала в цементе. Р.Б. Баратовым и др. установлена связь покровов липаритовой и верхней дацитовой толщи с определенными центрами извержений (экструзивными телами). Среди последних преобладают липариты и липаритодациты. Наиболее крупный Лючобский нект (9 км²) прорывает вулканиты трахиандезитовой формации (С₃?). Его центральная часть сложена массивными липаритами, а краевая — explosивными брекчиями и экструзивными лавобрекчиями того же состава. Субвулканические фации комплекса представлены силлами, штоками и дайками преимущественно дацитового или андезит-дацитового состава (кварцевые латит-порфиры, гранодиорит-порфиры и др.). Установлен более поздний возраст субвулканических тел по отношению к породам поверхностной и жерловой фаций, относящихся к базальной, фельзитовой, нижней дацитовой и липаритовой толщам.

Кислые породы комплекса представлены преимущественно туфами кристалло-лито- и кристалло-витрокластическими, обычно спекшимися со структурами типа "фьямме", элементами вторичной флюидальности. Среди липаритов выделяются афировые безкварцевые разновидности и порфиоровые с вкрапленниками кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, биотита и полевошпат-кварцевым микрофельзитовым, микропойкилитовым, сферолитовым базисом. Дациты — порфиоровые породы с вкрапленниками плагиоклаза, пироксена, биотита, редко кварца и микропойкилитовой, микрофельзитовой основной массой. Андезиты, дацито-андезиты в толщах дацитов характеризуются порфиоровой структурой с пило-

такситовым, гиалопилитовым базисом. Во вкрапленниках содержатся пироксен, плагиоклаз; базис представлен микролитами плагиоклаза, погруженными в апостекловатый агрегат пелита, хлорита, карбоната, гидроокислов железа. Трахибазальты—трахиандезиты трахиандезит-базальтовой толщи — афировые, сериально-порфиновые породы с пилотакситовым, трахитоидным, апогиалиновым базисом. Характерно широкое развитие в базисе рудных минералов, калиевого полевого шпата и наличие наряду с пироксеном вкрапленников биотита. Последние признаки явно указывают на исходную повышенную калиевую щелочность пород. Акцессорные минералы: апатит, циркон, пирит, гематит, барит, антимонит, шеелит, галенит, сфалерит, рутил, анатаз. Кроме того, в дацитах нередко встречается магнетит, в липаритах — гранат, в трахиандезито-базальтах — арсенопирит.

Общими петрохимическими особенностями вулканитов комплекса (за исключением базальной толщи) являются значительная пересыщенность эффузивов глиноземом и пониженные содержания щелочей (кроме трахиандезитовой и нижней дацитовой толщи). При этом концентрации К и Na близки, либо К преобладает над Na. По средневзвешенному составу породы лючобской свиты отвечают калиевому липарито-дациту с умеренной (слабо пониженной) щелочностью, известковистостью, слабо увеличенной железистостью и резкой пересыщенностью Al_2O_3 . Породы трахиандезито-базальтовой толщи в отличие от кислых вулканитов характеризуются высокой щелочностью (К » Na) и низкой глиноземистостью. Трахиандезито-базальты не имеют полных аналогов в вышележащих толщах лючобской свиты; кроме того, отмечается существенный разрыв в средней кремнекислотности трахиандезито-базальтов и андезитодацитов, дацитов верхней толщи. Комплементарными по отношению к трахиандезито-базальтам могли бы быть породы нижней дацитовой толщи, которые выделяются повышенной меланократовостью, щелочностью и низкой известковистостью, однако они в отличие от трахиандезито-базальтов пересыщены Al_2O_3 . В связи с этим не исключена петрогенетическая автономность трахиандезито-базальтовой толщи. Средний химизм субвулканических тел близок к составу вулканитов нижней дацитовой толщи. Средневзвешенный состав экструзивных тел определяется крупнейшим Лючобским некомплексом, сложенным К-липаритами со слабо увеличенной щелочностью, железистостью и несколько пониженной глиноземистостью. Для лючобского комплекса можно говорить о трех циклах гомодромного развития продуктов вулканизма от андезитов и дацитов к липаритам. При этом каждый последующий цикл начинается и завершается породами более насыщенными (в сравнении с породами предыдущего цикла) кремнекислотой при близком уровне общей щелочности.

Вулканиты лючобского комплекса в сравнении с кларками кислых пород обогащены Cs, В, Ве и обеднены Rb, Sn, F, Hg, Sr. С интрузивно-вулканогенными образованиями комплекса связываются проявления полиметаллической, киноварной, медно-сульфидной и медно-молибденовой минерализации.

Дацит-липаритовая формация в Зарафшано-Алайской зоне включает сухтинскую толщу ($P_1?$) и ряд субвулканических тел (обилайский комплекс) кислого состава. Сухтинская толща несогласно залегает на отложениях S_2 . В ее составе отмечены лавы, лавобрекчии, туфы липаритов, дацитов, прослой песчаников, туфопесчаников, туффитов. Преобладают жерловые фации, сложенные пирокластическими образованиями. В составе туфов и туфобрекчий присутствуют обломки липаритов, гранит-порфиров, кремнистых пород, сланцев, кварцитов, известняков. Мощность свиты около 100 м. К-Аг возраст (по слюдам) 260—278 млн лет. Некоторые выходы вулканитов интенсивно латеритизированы. В вулканах развит гранат в качестве второстепенного породообразующего минерала. Вулканы сухтинской толщи в общем характеризуются низкой щелочностью, высокой калиестью и железистостью, варьирующей (в зависимости от интенсивности карбонатизации), но в общем высокой глиноземистостью. Липариты и гранит-порфиры субвулканических тел в общем сопоставимы по химизму с породами покровных фаций.

Гранитоид-порфировая формация развита в Южно-Гиссарской зоне, где ее представляет чуракульский комплекс. К последнему относятся дайки (редко гипабиссальные и субвулканические тела) гранодиорит- и гранит-порфиров, которые прорывают породы сорбукского (S_3), диймалекского (S_3), южноварзобского (S_3-P_1) и джавонинского (P_1) комплексов, а сами рассекаются дайками щелочных базитов южнотяньшаньской серии ($P-T?$). Предполагается, что формирование гипабиссальных тел чуракульского комплекса было синхронным с образованием покровных и субвулканических тел лючобского комплекса в Мечетлинской эвгеосинклинальной зоне. Наиболее широко описываемые тела развиты в восточном блоке зоны, где расположен и Чуракульский интрузив — петротип комплекса. Он имеет дайкообразную форму (0,3×3 км), сопровождается дайками аплитов. Сложен преимущественно лейкогранитами (II фаза), которые прорывают гранит-порфиры (I фазы). Известно несколько крупных дайковых полей комплекса — Рамитское, Семиганчское, Обигарм-Канязское, Лугурское. Состав даек — гранодиорит-порфиры, гранит- и лейкогранит-порфиры, липариты (трахилипариты), граносиенит-порфиры и др. Преобладают гранит- и лейкогранит-порфиры.

Дайки гранит-порфиров чуракульского комплекса по отношению к кислым вулканитам и субвулканическим телам лючобской свиты (P_1) обогащены щелочами (прежде всего К), являются заметно более железистыми и менее глиноземистыми. Гранит- и лейкогранит-порфиры обладают положительной специализацией на Rb, Cs, U, Th, Sn, Pb, Mo, As и отрицательной — на Li, F, Y, Zr, Nb..

Габбро-монцонит-граносиенитовая формация

Она достаточно широко развита, как и гранит-лейкогранитовая. В Южном Тянь-Шане относится к поздней стадии орогенного магматизма, очень сближенной во времени с позднепалеозойским—раннемезозойским этапом постконсолидационной активизации всего Тянь-

Шаня. Породы ее, как правило, не образуют крупных массивов, за исключением Кошрабадского интрузива (190 км²), находящегося на южном склоне Северо-Нуратинского хребта (Букантау-Карачатыр-Алайская зона). Он вытянут в северо-западном направлении, имеет смешанные признаки межформационного и дискордантного плутона с кольцевым внутренним строением. Массив прорывает ордовик-силурийские образования, но не имеет верхней возрастной границы. Абсолютный возраст Кошрабадского массива 229—444 млн лет и 266—271 млн лет [40]. Согласно последним данным, его возраст принимается как C₃—P₁. По геолого-петрографическим особенностям в массиве выделены две ассоциации [40]. Породы ранней ассоциации занимают центральную часть массива, составляя около 40 км². Это в основном продукты габбрового субстрата, преобразованные метасоматическими и анатектическими процессами в монцониты, меласиениты, овоидные сиениты, эссекситы. В отличие от ранней породы поздней ассоциации являются интродуцированными телами с однородным составом, текстурой и структурой. Они слагают периферическое кольцо Кошрабадского интрузива площадью около 150 км², сложенное в основном крупнозернистыми и крупновкрапленниковыми граносиенитами. Петрографически породы обеих ассоциаций близки между собой, что нашло отражение в тождественности породообразующих минералов, в частности основного олигоклаза и амфибола, представленного феррогастингситом, наличием овоидов ортоклаза с характерным маргинационным строением. Пироксен, являющийся существенной составной частью эссекситов и сиенитов ранней ассоциации, относится к диопсид-авгиту в той или иной степени эгиринизированному. Биотит представлен высокожелезистой разновидностью, развитой в гранитоидах поздней ассоциации.

Первичные структуры пород ранней ассоциации—офитовая у габбро, эссекситов, частично монцонитов и сиенитов, гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая и паналлотриоморфнозернистая, местами эвтектоидная и монцонитовая — фиксируются в монцонитах и сиенитах как реликтовые среди порфиристо-грано- и диаблостической структур. Структуры пород поздней ассоциации — порфиристовидная, гипидиоморфно- и призматически-зернистая. Главные акцессорные минералы — сфен, ильменит, магнетит, апатит, иногда гранат (меланит).

Эволюция главных породообразующих окислов в массиве связана с гомодромным характером его формирования, в ходе которого от фазы к фазе повышается содержание кремнезема и щелочей (рис. 49) и, наоборот, сокращается количество железа, кальция (рис. 50) и титана. Тип щелочности калий-натриевый, но в процессе эволюции доля калия возрастает резче, чем натрия. Отличительная петрохимическая особенность пород Кошрабадского интрузива — высокая общая железистость и повышенная титанистость, которые в нормативном составе выражены высокими значениями магнетита и ильменита и преобладанием в силикатных минералах ортоклаза над плагиоклазом. Условия стабилизации

интрузива соответствуют мезоабиссальным глубинам, а породы главных фаз рассматриваются как продукты фракционирования магмы щелочно-оливин-базальтового состава. Имеются черты их сродства с породами типа рапакиви.

Главные породы массива — сиениты, граносиениты и их жильные аналоги — характеризуются повышенными (вышекларковыми) содержаниями золота, кобальта, бериллия, свинца, цинка, иттрия, галлия. Пространственно и, по-видимому, парагенетически с массивом связана золото-вольфрамовая, золото-мышьяковая и золото-полиметаллическая минерализация.

В Южно-Гиссарской зоне породы рассматриваемой формации отмечаются на двух возрастных уровнях — C_2 (казноковский комплекс) и P_1 (джавонинский и алмалысайский комплексы). Казноковский комплекс состоит из пород трех фаз: I фаза — субщелочные габброиды и монцодиориты, II фаза — кварцевые монцодиориты (кварцевые монцониты), III фаза — кварцевые монцониты и монцогранодиориты. Тела комплекса распространены в западной части Южно-Гиссарской зоны и пространственно тяготеют к ее южной границе с Мечетлинской эвгеосинклинальной зоной. Они образуют неправильной формы тела, размещенные в более поздних гранитоидах. Кварцевые монцодиориты II фазы прорывают граниты серидевольского комплекса (C_2). В свою очередь, кварцевые монцодиориты и монцониты комплекса прорваны гранитами пайронского (C_{2-3}), муринского (C_3) и южноварзобского (C_3-P_1) комплексов. К-Аг возраст пород комплекса равен 273 млн лет.

Породы всех фаз характеризуются сходством петрографических особенностей и оптических свойств породообразующих минералов и различаются прежде всего их количественными соотношениями. Внешне это серые массивные или гнейсовидные среднезернистые обычно порфириовидные породы, в которых содержание цветных минералов (амфибола, биотита и моноклинного пироксена) варьирует от 10 до 32%. Структуры гипидиоморфнозернистая, монцонитовая, редко катакластическая.

Химический состав пород соответствует средним субщелочным разностям (см. рис. 49), эволюция которых осуществляется в основном за счет уменьшения содержания общего железа и увеличения калия (см. рис. 50). Породы комплекса по отношению к кларкам гранодиоритов обогащены Li, Cs, U, Sn, Pb, Mo, Sr и обеднены V, Ni, Zn, Cu, As.

Джавонинский комплекс слагают небольшие тела общей площадью около 40 км². Выделяются две фазы: первая (главная) фаза представлена кварцевыми сиенитами и монцонитами, вторая — граносиенитами. Интрузивные тела имеют изометричную и удлиненную форму с крутопадающими контактами и залегают среди более ранних гранитоидов и пород шутской (D) и маргузорской (C_{1-2} ?) свит. Нижняя возрастная граница комплекса определяется прорывом кварцевыми сиенитами и субщелочными гранитами гранитов южноварзобского комплекса (C_3-P_1). Верхний рубеж возраста установлен по пересечению кварцевых монцонитов, субщелочных гранитов и

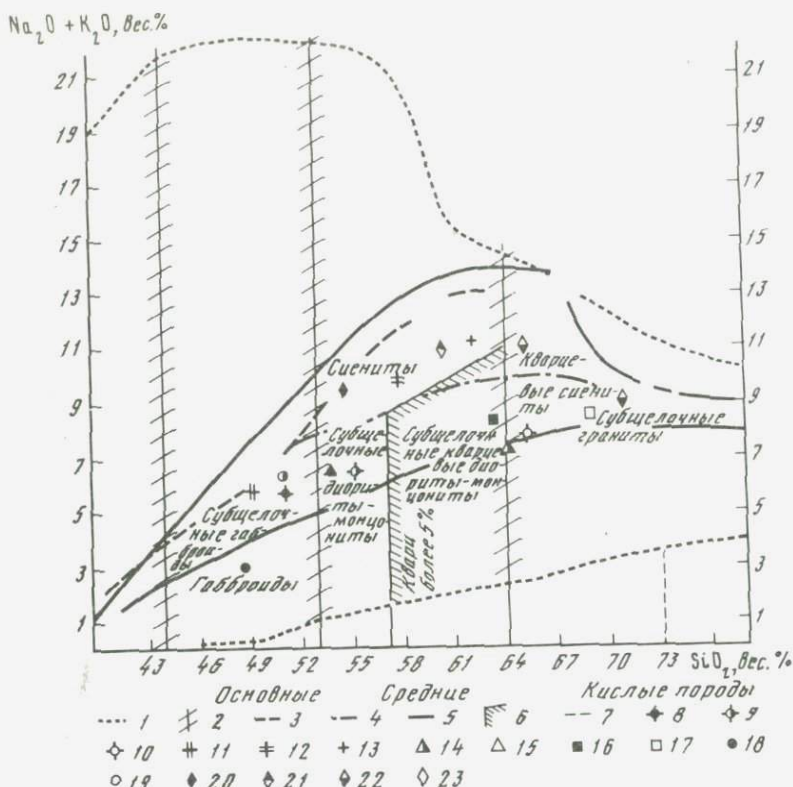


Рис. 49. Положение пород габбро-монцитит-граносиенитовой, габбро-сиенитовой и сиенит-гранитовой формаций в координатах SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

1—7 — см. рис. 1 (1—7) [27]; массивы: 8—10 — Кошрабадский, 11—13 — Джамансайский; комплексы: 14—15 — казнокский, 16—17 — джавонинский, 18—19 — алмалысайский, 20—23 — барзангинская серия

сопряженных с ними даек лампрофиров, дайками гранит-порфиров чуракульского комплекса (P_1). Изотопно-свинцовый возраст циркона из кварцевых монцититов Джавонинской группы тел составляет 260—270 млн лет.

Породы I фазы представлены среднезернистыми амфибол-биотит-кварцевыми монцититами и кварцевыми сиенитами. Структуры порфировидная, криптовая, гипидиоморфнозернистая, монцититовая, микропегматитовая. Порфировидность обусловлена небольшими (до $1 \times 1,5$ см) вкрапленниками калиевого полевого шпата, составляющими до 60% объема пород. Амфибол — железистая роговая обманка и гастингсит. Породы II фазы представлены мелко-среднезернистыми слабопорфировидными субщелочными гранитами (граносиенитами). Мелкие (до 1 см) вкрапленники калиевого полевого шпата составляют 10—15% объема пород. Структура гипидиоморфнозернистая с элементами микропегматитовой.

По химизму породы I фазы соответствуют кварцевым монцо-

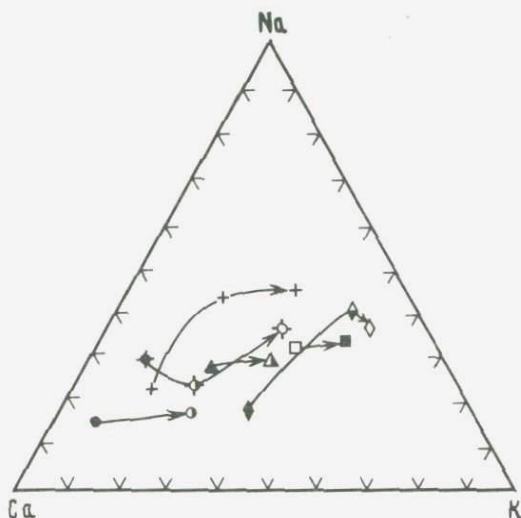
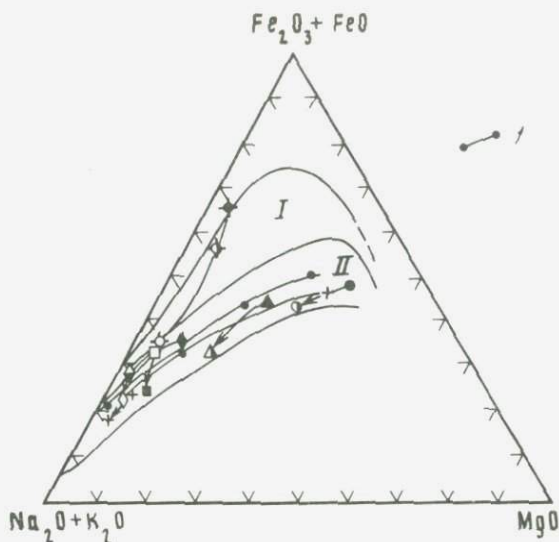


Рис. 50. Характер изменения состава пород габбро-монцитит-граносиенитовой, габбро-сиенитовой и сиенит-гранитовой формаций

Условные обозначения см. рис. 49 (8–23). Стандартные типы дифференциации магм по Х. Куно: I — пижонитовая, II — гиперстенная серии; I — известково-щелочная серия (по Р. Дели)

нитам, а породы II фазы отвечают субщелочным гранитам с несколько пониженной кремнекислотностью (граносиениты) (см. рис. 49). Средневзвешенный состав комплекса — высококалиевый кварцевый сиенит с повышенной железистостью и глиноземистостью.

Породы комплекса обладают положительной специализацией (по отношению к кларкам кислых пород) на Zr, Sr, Ti, Cr, Pb

и отрицательной — на Li, Rb, U, B, F, Y, Be, V, Ni, Co, Hg, As. По некоторым геохимическим особенностям они близки к латитовым гранитоидам или палингенным гранитоидам щелочного ряда (Таусон, 1977), что отражается в увеличенных концентрациях Zr и Sr, пониженных содержаниях ряда гранитофильных элементов (Be, Li, Rb, Cs, U) и относительно высоких значениях отношений Th/U, Sr/Rb и K/Rb

Породы алмалысайского комплекса не только наиболее молодые, но и самые основные среди пород рассматриваемой формации в Южно-Гиссарской зоне (см. рис. 49). Их эволюция связывается в основном с увеличением содержания калия (см. рис. 50).

В Мечетлинской зоне рассматриваемую формацию представляет курукский комплекс. Курукское тело (0,9 км²) — шток, залегающий в трахиандезитах ангорисайской толщи (C₃?). Это обстоятельство позволяет предполагать C₃(?) возраст комплекса и вулканоплутоническую ассоциацию этих образований. Однако положение комплекса в схеме магматизма не совсем определено, так как нет данных об его верхней возрастной границе.

Шток имеет однофазовое строение и сложен монцонитами. Это среднезернистые породы с большим количеством вкрапленников калиевого полевого шпата размером 1—1,5 см и массивной или трахитоидной текстурой. Минеральный состав (в %): плагиоклаз — 44, калиевый полевой шпат — 35, кварц — 1, биотит — 7, пироксен — 11, оливин — 1, амфибол — 1. Структуры монцонитовая, гимидиоморфнозернистая, порфириовидная, микропегматитовая. Монцониты петрохимически близки к среднему монцониту (по Р. Дэли и С.П. Соловьеву), но имеют несколько повышенные щелочность, титанистость, калиевость и глиноземистость. Они сопоставимы по главным петрохимическим особенностям с трахиандезито-базальтами ангорисайской толщи (C₃?), отличаясь лишь несколько пониженными отношениями K/Na и Fe₂O₃/FeO.

Монцониты в сравнении с кларками средних пород обогащены литохалькофильными элементами, кроме Li, B, F, Y, Nb, Tl, Hg. Они приближаются по высокой концентрации Sr и уровню содержания Li, Rb, F, Zn и других элементов к гранитоидам латитового ряда (Таусон, 1977), однако пересыщены сидерофильными и большинством халькофильных элементов.

В Султануиздагской зоне Джамансайский массив (P?) отнесен к габбро-сиенитовой формации. Он приурочен к зоне резко выраженного перегиба простираения структур Восточного Султануиздага с широтного на северо-западное, имеет форму неправильного овала, вытянутого по широтной оси на 2 км, по северо-западной — на 1,2 км. Нижняя возрастная граница определяется прорыванием раннедевонских вмещающих сланцев (бешмазарская свита) и пород Тебинбулакского массива (C₃), верхняя граница в рамках палеозоя неизвестна. В плане Джамансайский массив представляет кольцевой плутон (2×1,2 км) с асимметричным строением, обусловленным смещением его центрального штока к югу [40]. Внутреннее строение складывается из пород нескольких фаз (от древних к молодым):

шонкиниты, среднезернистые пироксен-амфиболовые сиениты, крупнозернистые и мелкозернистые сиениты, жильные породы. Сиениты сложены плагиоклазом, микроклином, гастингситом, диопсид-авгитом, эгирин-авгитом и вторичными — антимонитом, биотитом, эпидотом, хлоритом, карбонатом. Структура призматически-зернистая в комбинации с монзонитовой. Важнейшие геолого-петрографические особенности интрузива следующие: асимметричная кольцевая форма, многофазность формирования, становление в условиях гипабиссальной фации глубинности, высокая общая железистость пород и их цветных минералов, преобладающая роль натрия и его повышенные концентрации, присутствие устойчивых содержаний титанового граната, типоморфная ассоциация аксессуарных минералов апатит-сфен-магнетитовая (с флюоритом), элементы-примеси — ванадий, кобальт, медь, цинк.

Анализ петрохимии рассмотренных комплексов подтверждает выделение среди них двух главных формаций — габбро-монзонит-граносиенитовой, петротипом которой является Кошрабадский массив, и габбро-сиенитовой с Джамансайским массивом в качестве эталона формации (см. рис. 49). В обеих формациях наиболее основными разностями пород являются субщелочные габброиды, которые по мере похлещения пород образуют две ветви, одна из которых соответствует щелочному ряду, а другая — субщелочному. Различно положение петротипов и на тройных диаграммах (см. рис. 50). Породы Кошрабадского массива укладываются в поле пижонитовой серии, а Джамансайского — гиперстеновой. В первом увеличении щелочей осуществляется в основном за счет калия, а в Джамансайском — за счет натрия. Комплексы пород, развитые в Южно-Гиссарской зоне, более соответствуют Джамансайскому петротипу, но здесь ясно выступает прерывистость процесса эволюции магматизма.

Эпирифтовые магматические формации развиты локально лишь в зонах, которые в раннем палеозое развивались как рифты. Они представлены позднеорогенными сиенит-граносиенитовой формацией и формацией гранитов рапакиви.

Сиенит-граносиенитовая формация

Она распространена в Каттармай-Ягнобской зоне в районе сочленения ее с Гармским кристаллическим массивом и включает барзангинскую серию (Р), которая объединяет наукрумский, барзангинский и горифский комплексы. В серию входят интрузивы щелочных и субщелочных пород. Их объединяет пространственно-структурная общность (вплоть до совмещения в пределах одних и тех же массивов), сходство вещественного состава и близость геологического возраста. Петротипом серии является одноименный массив, где распространены тела всех трех интрузивных комплексов. Мелко-среднезернистые субщелочные биотитовые (часто с турмалином) граниты горифского комплекса — наиболее молодые образования серии. Соотношения субщелочных гранитов (граносиенитов)

наукрумского и сиенитоидов барзангинского комплексов остаются дискуссионными.

В отличие от алайского комплекса (формация щелочных и нефелиновых сиенитов) интрузивы барзангинской серии характеризуются более низкой щелочностью и не содержат нефелиновых сиенитов. Вместе с тем в них резко возрастает роль кислых пород — субщелочных гранитов и кварцевых сиенитов (граносиенитов). Возраст серии датируется (P) в связи с прорывом ее интрузивами гранитоидов (C₃). Верхняя возрастная граница определяется нахождением обломков пород наукрумского, барзангинского и горифского комплексов в щелочно-салических вулканитах обибарзангинской толщи (P?). Последняя, возможно, входит вместе с породами барзангинской интрузивной серии в единую вулcano-плутоническую ассоциацию. Отмеченные факты подтверждают сближенность во времени формирования всех интрузивных комплексов серии.

В барзангинский комплекс входят Барзангинский (2,5 км²) и Даштихирсонский (1,2 км²) интрузивы. Породы I фазы слагают серию мелких тел (до 250 м мощностью), которые интродуцируют граниты наукрумского комплекса; II фазы — образуют тело неправильной формы среди пород III фазы — гранитов наукрумского и горифского комплексов и сланцев; III фазы — слагают удлиненные тела неправильной формы, контактирующие с гранитами наукрумского и горифского комплексов и породами (PZ?).

Изученные породы отвечают по химизму монцонитам, сиенитам, и их кварцсодержащим разновидностям. Монцониты отличаются от сиенитов лишь более высокой концентрацией Са и низкой Al. Для всех массивов характерны низкая глиноземистость и высокая железистость. Ассоциация характерных аксессуаров включает (г/т): циркон — 143—676, сфен — 493—6860, флюорит — 1—239, ортит — 1—535, торит — 0,1—95, ильменит — 0,1—719, арсенопирит — 0,1—58, содержание магнетита резко понижено (0—172). Барзангинские сиениты обеднены Y, Zr, Nb, Mo и обогащены Rb, В, Pb, Zn. Наукрумский комплекс включает Наукрумский (16 км²) и Ярмазарский (37,5 км²) массивы. Наукрумский интрузив представляет собой штокообразное тело амфибол-биотитовых и биотитовых субщелочных гранитов (граносиенитов), прорванное щелочными кварцевыми сиенитами барзангинского комплекса и содержащее ксенолиты сланцев ягнобской свиты (PZ₁?) и среднезернистых гранодиоритов (C₃). К-Аг возраст слюд из гранитов Наукрумского тела составляет 228—236 млн лет, т.е. P₂—T₁. Порфирировидные субщелочные граниты слагают основную часть Ярмазарского массива. В них встречаются ксенолиты сиенитов и кварцевых сиенитов барзангинского комплекса. Граниты образуют инъекции в сиенитах, а на контакте с последними переходят в мелкозернистые фации закалки. Контакт гранитов со сланцами согласный прямолинейный с частыми апофизами. Жильные производные представлены пегматитами (иногда амазонитовыми) с флюорит-циркон-ортит-турмалиновыми мелкозернистыми субщелочными гранитами, аплитами, кварцевыми сиенитами, кварцевыми альбититами.

В составе комплекса резко преобладают средне- крупнозернистые порфириовидные (иногда пегматоидные) субщелочные амфибол-биотитовые и биотитовые граниты (граносиениты). Порфириовидность обусловлена присутствием вкрапленников калиевого полевого шпата размером 1—3 см. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, порфириовидная, иногда с элементами монзонитовой, маргинационной, пегматитовой и пойкилитовой. Типичны процессы протокатаклаза. Среди пород комплекса развиты также граносиениты (кварцевые сиениты) и субщелочные лейкограниты.

Гранитоиды характеризуются повышенной щелочностью калиевого профиля, высокой железистостью и низкой глиноземистостью. Ассоциация характерных акцессориев гранитов Наукрумского массива включает циркон, торит, магнетит, ильменит, флюорит. Гранитоиды в сравнении с кларками кислых пород резко обогащены всеми редкими литофильными (кроме Р, Sr) и халькофильными элементами и обеднены Ti и Mn. По геохимическому профилю они сопоставимы с щелочно- и субщелочно-гранитовым формационными типами, от которых отличаются еще более высокими содержаниями Cs, U, Rb, Sn, Be, F и более низкими Zr, Nb и Y.

Петрохимические особенности пород барзангинской серии таковы, что наиболее основные их разности относятся к щелочному ряду, а кислые — к субщелочному. Это единственная серия пород среди позднеорогенных формаций, в которой возрастание кремнезема сопровождается уменьшением количества щелочей (см. рис. 49). На тройных диаграммах (см. рис. 50) она ложится в поле гиперстеновой серии, но на продолжении линии, образованной Кошрабадским петротипом. Все породы серии являются изначально наиболее богатыми калием, увеличение содержания натрия отмечается лишь в средних разностях пород, тогда как в кислых главенствующую роль вновь приобретает калий.

Формация гранитов рапакиви

Она распространена в Атбаши-Хантенгрийской зоне, в приосевой части хр. Кокшаал-Тау, в междуречье Акшийряк-Сарыджаз.

Раннеорогенная стадия в этой зоне характеризовалась формированием двух типичных для Южного Тянь-Шаня магматических формаций — гранодиорит-гранитовой (массивы Торугартский, Шырыктинский, Мудрюмский, Коккиинский и др., S_3-P_1) и гранит-лейкогранитовой (массивы Учкошойский, Пикерткынский, Комсомольский, Суходольский, Иныльчекский и др., P_1). В позднюю стадию сформировалась нетипичная для структур подобного рода формация гранитов рапакиви.

Известны два рядом расположенных довольно крупных и сложно-построенных плутона, принадлежащих этой формации: Джангартский (250 км²) и Акшийрякский (450 км²). Их тектоническая позиция определяется приуроченностью к передовому прогибу Таримской платформы. Массивы контролируются крупными широтными разломами, косо секущими позднегерцинские складчатые структуры, по

отношению к которым они дискордантны. Хорошо развитые элементы прототектоники свидетельствуют о конформном внутреннем строении обоих plutонов.

Широкое развитие гранитов рапакиви в составе интрузий было отмечено М.М. Пуркиным, а принадлежность их к формации гранитов рапакиви обосновано Л.И. Соломовичем и др. (1978). С.Е. Сабельников считает [51] выделение самостоятельной формации рапакиви в рамках названного региона на основании наличия лишь подобных пород ошибочным и относит их к ряду ортомагматических гранитоидов гранодиорит-гранит-лейкогранитового формационного типа, присущего эпигеосинклинальному орогену.

Граниты рапакиви прорывают фаунистически охарактеризованные терригенно-карбонатные толщи верхнего карбона—нижней перми. Калий-аргоновый возраст (292—306 млн. лет) близко соответствует геологическим данным, что позволяет датировать их пермью.

Массивы сформировались в несколько субфаз внедрения: 1-я — граниты рапакиви; 2-я — кварцевые сиениты; 3-я — порфиroidные рапакиви с мелкозернистой основной массой; 4-я — дайки мелкозернистых гранитов и пегматитов; 5-я — дайки диоритовых порфиритов и конга-диабазов.

Подавляющее развитие получили граниты рапакиви. Это густо-порфиroidные породы серого, розовато-серого цвета с умеренно проявленной трахитоидной текстурой. Порфиroidные выделения представлены овоидами, реже короткопризматическими кристаллами калиевого полевого шпата (3×1,5—4×2 см). В наиболее типичных разновидностях пород 30—40% мегакристаллов калиевого полевого шпата окружено олигоклазовыми оболочками толщиной 1—2 мм, что создает типичную для рапакиви структуру. Количество мегакристаллов варьирует от 40 до 60%, местами их обилие обуславливает криптовую структуру. Средний количественный состав рапакиви (в %): калиевый полевой шпат — 45, плагиоклаз — 23, кварц — 23, биотит — 5, роговая обманка — 4. Из аксессуаров особенно характерны флюорит, ортит, циркон, апатит, магнетит, рутил, сфен, молибденит. Химический состав гранитов рапакиви полностью совпадает со средним составом рапакиви по С.П. Соловьеву.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КИММЕРИДО-АЛЬПИД

Магматические формации киммеридо-альпид распространены в Южном Памире, который является областью мезозой-кайнозойской складчатости.

Палеозой-раннемезозойский этап магматизма определяется зональным развитием Южного Памира. Именно в это время (С—Т) на его территории обособляются структурно-формационные зоны Центрального и Юго-Восточного Памира и расположенная между ними Рушанско-Пшартская, которую мы рассматриваем как вулканоплутонический пояс [3]. Магматизм этого этапа представлен только продуктами геосинклинального вулканизма, интрузивные формации для этого времени неизвестны. В Центрально-Памирской зоне он характеризуется образованием пород субщелочной базальтовой (тузгунь-терескейская серия кембрия—ордовика и джаамбай-кукуртская серия ордовика—силура), базальт-дацитовая (калакташская и сарезская свиты поздней перми—раннего—среднего карбона) и андезито-базальтовой (теке-чаптыйская свита ранней юры и дамаматская свита поздней юры) формаций. В пределах Рушанско-Пшартской зоны отмечаются вулканиды пикрит-базальтовой (бельская свита карбона—перми и восточно-пшартская серия перми) и базальтовой (гумбезкольская серия триаса) формаций. В зоне Юго-Восточного Памира распространены вулканиды базальтовой (базардаринская серия карбона—перми, шиндйская и тахтабулакская свиты перми) и пикрит-базальтовой (мурзабекская свита триаса) формаций.

Таким образом, зональное развитие Южного Памира в палеозой-раннемезозойское время обуславливает и различие продуктов магматизма в различных его зонах. В Центральном Памире процессы вулканизма отмечаются в кембрии—силуре, карбоне—перми и в юрское время; вулканиды по составу в целом отвечают субщелочным лейкобазальтам. В Рушанско-Пшартском поясе вулканизм проявился от карбона до триаса; (вулканиды представлены пикрито-базальтами, мезо- и мелабазальтоидами, в Юго-Восточном Памире — в карбоне—триасе с образованием пород преимущественно лейкобазальтового и в меньшем количестве пикробазальтового состава.

В общем можно отметить, что палеозой-раннемезозойская геологическая история Южного Памира характеризуется геосинклинальным режимом и проявлением преимущественно базальтоидного магматизма с преобладанием в составе пород меланократовых разностей.

Мезозой-раннекайнозойский (доолигоценый) этап развития Южного Памира существенно отличается от предшествующего. Для этого этапа (J—Р₁) характерно проявление мощного плутонического магматизма преимущественно гранитоидного состава. Вулканогенные образования имеют подчиненное развитие и встречаются преимущественно в вулканотектонических депрессиях.

Следует отметить, что в Центральном Памире плутонический магматизм проявился в мел-палеогеновое время, а в Юго-Восточном

Памире — в юрско-меловое время [66, 72], что, очевидно, является следствием различных по времени стадий орогенеза в этих зонах. В пределах Рушанско-Пшартского вулканоплутонического пояса интрузивные образования имеют возраст от юры до палеогена включительно, т.е. как бы совмещают возрастные интервалы интрузивных пород соседних зон. По-видимому, интрузивный магматизм пояса является отражением орогенных процессов соседних зон.

Другая особенность мезозой-раннекайнозойского магматизма заключается в том, что плутонический магматизм в пределах Южного Памира развивается как в областях геосинклинальных прогибов, так и за их пределами, в районах выходов докембрийского кристаллического фундамента, охватывая и Памиро-Нуристанскую зону (Юго-Западный Памир).

Магматические образования рассматриваемой эпохи киммерийско-альпийской складчатости Южного Памира характеризуют орогенную стадию его развития и представлены формациями вулканоплутонической ассоциации: трахибазальт-трахиандезит-дацит-липаритовой, габбро-монзонит-граносиенитовой и плутоническими: габбро-диорит-гранодиоритовой, гранодиорит-гранитовой, высокоглиноземистых гранитов, монзонитовой, гранит-граносиенитовой и гранит-лейкогранитовой.

Породы вулканоплутонической ассоциации проявились в приразломных вулканотектонических депрессиях в Центральном и Юго-Восточном Памире [86]. Несмотря на значительную пространственную разобщенность и относительную их разновозрастность, они имеют много общих черт и рассматриваются нами в составе однотипных формаций. Существенным отличием их друг от друга является отсутствие основных пород в составе вулканоплутонической ассоциации Юго-Восточного Памира.

ОРОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Трахибазальт-трахиандезит-дацит-липаритовая формация

Формация распространена в западной части Центрально-Памирской зоны, в бассейне р. Бартанг и по правобережью р. Пяндж, а также в южной части зоны Юго-Восточного Памира, в районе оз. Салангур и в бассейне рек Беик и Кызыл-Рабат.

В Центральном Памире породы формации слагают баджударинскую свиту бартангской серии ранне-позднемелового возраста мощностью от 500 до 2000 м, а в Юго-Восточном Памире — салангурскую серию позднеюрско-раннемелового возраста с максимальной мощностью 1250 м [86]. Эти вулканогенные свиты прорываются небольшими интрузиями пород габбро-монзонит-граносиенитовой формации (сохарвский и аксуйский комплексы), которые комагматичны вулканитам рассматриваемой формации, имеют пространственную, структурную и возрастную сопряженность с ними, составляя в целом вулканоплутоническую ассоциацию.

В Центральном Памире в составе формации преобладают вулканы основного и среднего состава — базальты, андезитобазальты, андезиты, которые образуют лавовый покров, связанный с трещинным

андезин; менее распространены пироксены — эгирин, эгирин-авгит, бронзит, гиперстен; реже встречается роговая обманка.

По химическому составу вулканиты лавовых покровов соответствуют субщелочным ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,7-7,6\%$), калий-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,3-2,9$), высокоглиноземистым ($al' = 1,2 \div 2,3$) лейкократовым ($f' = 8 \div 15$) трахибазальтам, трахиандезито-базальтам и трахиандезитам.

Вулканогенные породы среднего и кислого состава имеют относительно небольшое распространение. По характеру извержения, условиям залегания, составу, структурам пород они соответствуют жерловой и взрывной фациям. В жерловой фации выделяются две группы пород: лавовые брекчии и агломератовые лавы. Обломки лавокластических пород представлены андезитами, андезито-дацитами, дацитами, состав цемента дацитовый и риодацитовый. Структура пород — гломеропорфировая и порфирокластическая. Вулканиты взрывной фации распространены сравнительно широко, что обусловлено взрывным характером извержения. Общая мощность пирокластических пород достигает 200 м. По составу и размерам частиц среди них выделяются агломератовые, лапиллиевые и пепловые туфы риодацитов и риолитов. Структура пород — литокластическая, кристалло-кластическая. По химическому составу дациты, риодациты и риолиты относятся к весьма высокоглиноземистым ($al' = 2,9 \div 3,5$) породам нормального ряда ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,6-6,9\%$), калий-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,1-1,5$) (рис. 51).

В Юго-Восточном Памире среди пород формации выделяются лавы, кластолавы, брекчиевые лавы и пирокластолиты пироксен-роговообманковых и пироксен-биотитовых андезитов, андезито-дацитов, дацитов, риодацитов и риолитов, среди которых существенно преобладают дацитовые разности пород. Структура лавовых пород порфировидная с линофировой, микролитовой, фельзитовой структурой основной массы. Вкрапленники по объему превышают основную массу, составляя до 80% породы. Структура пирокластических пород литокристалло-кластическая, иногда витрокластическая.

По химическому составу вулканиты преимущественно отвечают субщелочным ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,9-6,4\%$), калий-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,9-1,2$), высокоглиноземистым ($al' = 1,3 \div 2$) трахиандезито-дацитами с незначительным содержанием феррических компонентов (см. рис. 51), а также дацитам и риолитам нормального ряда.

С породами трахибазальт-трахиандезит-дацит-липаритовой формации связано редкометальное, золотое и медно-порфировое оруденение.

Габбро-монзонит-граносиенитовая формация

Породы этой формации, как уже отмечалось выше, также распространены в вулcano-тектонических депрессиях Центрального и Юго-Восточного Памира в тесной пространственной и генетической связи с вулканитами трахибазальт-трахиандезит-дацит-липаритовой формации, прорывая их и образуя вместе с ними вулcano-плутоническую ассоциацию.

В Центральном Памире породы формации, рассматриваемые нами в составе сохчарвского комплекса (K_2-F_1), образуют пять небольших массивов, наиболее крупным из которых является Сохчарвский (120 км^2). Возраст комплекса определяется как поздний мел—ранний палеоген по геологической позиции и данным радиогеохронологии (41—72 млн лет, К-Аг метод).

Интрузивы сформированы в три фазы. Породы I фазы представлены габбро, габбро-диоритами, монцодиоритами, кварцевыми диоритами, биотит-роговообманковыми гранодиоритами, которые преимущественно являются гибридными образованиями. Минералогический состав пород: плагиоклаз (An_{30-60}) — до 80%, пироксен (энстатит-бронзит, авгит, титан-авгит) и роговая обманка — до 10, калиевый полевой шпат — до 6, реже биотит и кварц. Акцессории — апатит, циркон, сфен, магнетит, ильменит, пирит, корунд, дистен, флюорит, турмалин, рудные минералы. Структура пород гипидиоморфнозернистая, гломерокристаллическая, келифитовая, порфириовидная, габброидная.

Породы II фазы пользуются широким развитием и представлены монцонитами, кварцевыми монцонитами, сиенитами, граносиенитами, средне- и мелкозернистыми гранитами. В их составе присутствуют (в %): плагиоклаз (An_{30-45}) — 30—51, кварц — до 20, биотит — 20, калиевый полевой шпат (ортоклаз и решетчатый микроклин) — 20—30, акцессории — апатит, циркон, сфен, рутил, ортит, ильменит, пирит, галенит, турмалин, корунд, силлиманит, гранат.

Породы III фазы образуют небольшие (до 200—300 м) штокообразные тела либо дайки мощностью от 10—20 до 50 м и длиной в первые сотни метров и по составу отвечают плагиогранитам, аплитовидным гранитам, лейкогранитам. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (An_{6-12}) — до 60, калиевый полевой шпат — 40—50, кварц — 20—30, биотит — 3—5, акцессории — апатит, циркон, сфен, магнетит, пирит, галенит, сфалерит, турмалин. Структуры пород II и III фаз преимущественно гипидиоморфнозернистая, монцонитовая, гранитовая, реже аплитовая, гранофировая.

В Юго-Восточном Памире породы формации слагают ряд мало-глубинных интрузивных массивов, сравнительно небольших по площади ($1-30 \text{ км}^2$), составляющих аксуйский комплекс (K_1), возраст которого по радиологическим данным (К-Аг метод) определен как ранне-меловой (97—120 млн лет).

Интрузивы характеризуются однообразным составом и сложены преимущественно монцонитами, кварцевыми монцонитами, граносиенитами, гранитами. Габброиды, как и комагматичные им базальты, отсутствуют. Минеральный состав пород в переменных количествах: плагиоклаз (An_{30-60}), калиевый полевой шпат, роговая обманка, пироксен, биотит и кварц; акцессории — апатит, циркон, сфен, гранат, магнетит, ильменит, пирит, турмалин, рудные минералы.

По химическому составу породы формации относятся к высокоглиноземистым ($al' = 1,5 \div 2$) средним магматическим породам щелочного ряда ($Na_2O + K_2O = 6-7,7\%$) калий-натриевой серии ($Na_2O/K_2O = 0,75-0,9$). На петрохимической диаграмме (см. рис. 51) их средние составы ложатся в поле трахиандезитов—кварцевых латитов.

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация

Рассматривается нами в составе раннемелового зайчского, позднемелового кумачдаринского, мел-палеогенового пангазджилгинского, палеогенового ванч-язгулемского и палеогенового хуфского комплексов, распространенных на территории западной части Центрально-Памирской и Рушанско-Пшартской зон. Формация объединяет около 80 крупных и мелких массивов, расположенных в Ванчском, Язгулемском и Рушанском хребтах и сложенных породами разнообразного состава — от габбро до лейкогранитов, среди которых, как правило, преобладают гранодиориты и граниты.

В тектоническом отношении породы формации приурочены к крупным антиклинальным структурам (Ванч-Язгулемской, Сарезско-Пшартской и др.), сложенным осадочно-метаморфическими породами докембрия и палеозоя—раннего мезозоя. Не менее важна приуроченность интрузий к разломам глубинного заложения, вдоль которых они образуют цепочки и гирлянды тел, обычно вытянутых в направлении простираения антиклинальных структур. Форма тел — штоки и пластообразные залежи различной площади выхода — от первых до нескольких сотен квадратных километров (Рушанский массив — 455 км²).

Возраст различных комплексов формации определяется их геологической позицией, а также радиологическими данными (К-Аг метод), млн лет: зайчский — 94—148, кумачдаринский — 67—97, пангазджилгинский — 32—73, ванч-язгулемский — 28—50 и хуфский — 30—65. При этом установлено, что значения абсолютного возраста уменьшаются от ранних фаз к более поздним [3, 4].

Формирование массивов происходило в гипабиссальных условиях (2—2,5 км) в 3—4 фазы. Для пород I фазы — габбро, габбродиоритов, диоритов — характерна неравномерность распределения цветных минералов, быстрая смена структур, неустойчивый количественно-минеральный состав и другие признаки, свидетельствующие об их преимущественно гибридном происхождении. Среди пород II фазы наиболее распространены гнейсовидные гранодиориты и порфирировидные граниты, III фаза сложена мелко- и среднезернистыми гранитами, а IV — лейкогранитами, часто альбитизированными. Соотношение пород в отдельных комплексах меняется в довольно широких пределах, что обусловлено прежде всего многофазностью массивов, неодновременностью их внедрения, а также литологическим составом вмещающих толщ. Так, в зайчском комплексе (К₁) преобладают габбро и габбродиориты, в кумачдаринском (К₂) — диориты и кварцевые диориты, ванч-язгулемском (Р) и хуфском (Р) — крупнозернистые гранодиориты и порфирировидные граниты.

Характерными порообразующими минералами гранитоидов являются (в %): плагиоклаз — 35—60 (до 80), калиевый полевой шпат 10—30 (до 60), кварц — 0—15, биотит — 5—7 (до 25), роговая обманка — 0—15, редко пироксен; вторичные — хлорит, эпидот, актинолит, карбонаты. Плагиоклазы представлены рядом альбит—олигоклаз—андезин. Наличие нескольких генераций свидетельствует о неравно-

мерном, прерывистом, характере кристаллизации пород формации в гипабиссальных условиях. Калиевые полевые шпаты представлены триклинным ортоклазом и решетчатым микроклином. Пироксен (диопсид-геденбергит) присутствует лишь в составе пород I фазы. В породах формации установлено свыше 40 аксессуарных минералов (апатит, циркон, магнетит и др.), среди которых иногда в значительных количествах встречаются редкоземельные (торит, ортит, монацит, фергусонит) и титанистые (сфен, ильменит, рутил, ильменорутит, лейкоксен, анатаз) минералы [66].

Жильные образования формации представлены дайками и шлирами пегматитов (с бериллом, касситеритом и колумбитом), гранитов, гранит-порфиров, редко аплитов.

Разнообразны и постмагматические образования, связанные с породами этой формации: скарны с ильменитом, давидитом, молибденитом, кварцевые и карбонатные жилы с кристаллами горного хрусталя, галенитом, баритом, флюоритом и т.д.

Детальная петрохимическая характеристика габбро-диорит-гранодиоритовой формации затруднена в связи с пестротой петрографического состава слагающих ее пород. Наиболее распространенные гранодиориты и граниты ванч-язгулемского, пангазджилгинского и хуфского комплексов относятся к весьма высокоглиноземистым ($a' = 3 \div 3,2$) породам нормального ряда с несколько повышенной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,3-7,6\%$), калий-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,9-1,5$) и характеризуются низкой известковистостью ($\text{CaO} = 1,9-2,7\%$) и пониженным содержанием железа при преобладании его закиси над окисью.

Геохимически породы формации специализированы на олово, уран, торий, молибден, бериллий, фтор и бор. С ними ассоциируют радиоактивная (браннерит, уранинит), редкоземельная (ортит, монацит), редкометальная (молибденит), флюоритовая и хрусталеносная минерализации, из которых практическое значение имеет лишь последняя.

Гранодиорит-гранитовая формация

Более 30 крупных и мелких массивов формации, занимающих на уровне современного эрозионного среза площадь свыше 2400 км², локализуются преимущественно в зоне Юго-Восточного Памира (раннемеловой аличурский и позднемеловой сереташский комплексы) и менее распространены в Рушанско-Пшартской (позднеюрско—раннемеловой джизевский комплекс) и Памиро-Нуристанской (раннепозднемеловой южноаличурский комплекс) зонах. Они имеют форму трещинных, межформационных, пластообразных и лакколитоподобных тел. Мощность межформационных тел по геологическим и геофизическим данным 2—2,5 км, реже до 5 км (массивы аличурского комплекса). Размеры массивов от мелких (20—50 км²) до крупных (Койтезекский — 600 км², Аличурский — 660 км² и др.), формирование их происходило в условиях гипабиссальной фации глубинности. Вмещающими породами формации являются кристаллические сланцы аличурской серии верхнего протерозоя, а также песчано-сланцевые

и карбонатные отложения перми, триаса и юры. Возраст комплексов формации определяется их геологической позицией и радиологическими данными (К-Аг метод), млн. лет: джизевский — 100—140, аличурский — 87—130, южноаличурский — 90—100 и сереташский — 70.

Гранодиорит-гранитовая формация имеет некоторые черты сходства с габбро-диорит-гранодиоритовой, но в то же время отличается от нее отсутствием габброидов первых фаз, одно- или двухфазным строением многих массивов, а также петро- и геохимическими особенностями. Породам формации свойственны слабая дифференцированность и почти исключительно гранодиоритовый состав. Соотношение главных типов пород в объеме формации (в %): диориты — 5, гранодиориты — 85 и мелкозернистые граниты — 10. Лишь в составе аличурского комплекса отмечаются монзониты, в том числе кварцевые.

Средний минералогический состав гранодиоритов (в %): зональный плагиоклаз (от An_{30-40} до An_{60-70}) — до 50, калиевый полевой шпат — 20—25, кварц — 20—30, биотит — 8—12, редко амфибол; акцессорные — 2—3, вторичные — 1—2. Для пород формации характерны порфиновые структуры. Фенокристаллы чаще всего представлены калиевым полевым шпатом (нерешетчатый микроклин). В породах джизевского комплекса наблюдается интенсивный калиевый метасоматоз с образованием крупных (до 12 см) порфиробластов микроклина.

Во всех разновидностях пород формации обнаружено свыше 55 акцессорных минералов с тенденцией к уменьшению общего содержания акцессориев от ранних фаз к поздним. В породах формации широко развиты циркон, апатит, ортит, монацит, ильменит, пирит, часто встречаются халькопирит, арсенопирит, галенит, киноварь, касситерит, барит, уранинит, торит, турмалин, флюорит, вульфенит, а также минералы контактово-метаморфических и метасоматических пород — гранат, андалузит, силлиманит, везувиан, корунд. Характерная черта акцессорной минерализации пород — ничтожно малое содержание или почти полное отсутствие магнетита. В целом формации относятся к силлиманит-ортит-гранатовому типу с отчетливо выраженной полиметаллической специализацией [66].

Химический состав пород рассматриваемой формации в общем близок к среднему гранодиориту нормального ряда ($Na_2O + K_2O$ — 6,3—7,2%), калий-натриевой серии (Na_2O/K_2O — 0,75—1) с весьма высокой глиноземистостью ($al' = 2,3 \div 3,9$). Характерной особенностью химизма пород является постепенное уменьшение содержания SiO_2 и Na_2O от более ранних интрузивных комплексов к поздним и соответственно увеличение содержаний FeO , MnO , MgO , CaO , K_2O , P_2O_5 .

Породы формации характеризуются геохимической специализацией на свинец, серебро, молибден, скандий, мышьяк и олово. Положительная специализация на два последних элемента является провинциальной особенностью всего Южного Памира. С массивами формации пространственно и генетически связаны рудопроявления полиметаллов, редких металлов (вольфрам—молибден) и меди, которые локализируются преимущественно в экзоконтактных скарнах.

Формация высокоглиноземистых гранитов

Массивы этой формации распространены на обширной территории Юго-Восточного и Юго-Западного Памира и в меньшей степени — в Рушанско-Пшартской зоне, занимая площадь свыше 3500 км². Они рассматриваются нами в составе триасово-юрского башгумбезского, среднеюрского хиджисского, ранне-поздне мелового памирско-шугнанского и поздне мелового акджарского комплексов. Всего известно более 50 массивов размером от 5—10 до 2500 км² (Памирско-Шугнанский плутон). Они образуют плито- и пластообразные межформационные тела, а также трещинные и реже штокообразные интрузивы среди самых разнообразных осадочных и осадочно-метаморфических образований от раннего докембрия до триаса—юры. Возраст комплексов формации определяется их геологической позицией и радиологическими данными (К-Аг метод), млн лет: башгумбезский — 90—130, хиджисский — 160, памирско-шугнанский — 100.

Преобладающими породами в составе формации являются биотитовые и двуслюдяные мелко- и среднезернистые гранито-гнейсы и гранодиорит-гнейсы лейкократового облика, слагающие более 75% объема формации (памирско-шугнанский комплекс). Не менее важную роль играют среднезернистые и крупнозернистые порфиробластические граниты и гранодиориты (хиджисский комплекс). Незначительно развиты лейкограниты и аплиты, резко подчиненное значение имеют диориты, кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты. Жильные образования однообразны и представлены аплитами и редкометалльными пегматитами. Структура пород гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая и гранитовая. Гнейсовидная текстура пород определяется субпараллельной ориентировкой пластинок мусковита и биотита.

Минеральный состав главнейших пород формации определяется различными количественными сочетаниями плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита, мусковита и кварца. Плагиоклазы образуют в большинстве случаев ритмичную зональность и представлены от андезина до альбита—олигоклаза. Биотиты пород формации соответствуют лепидомеланам и являются высокожелезистыми и высокоглиноземистыми. Среди акцессорных минералов установлены повышенные содержания турмалина, топаза, андалузита, монацита, апатита, арсенопирита, касситерита при почти полном отсутствии магнетита и сфена. Характерной особенностью пород формации является широкое распространение высокоглиноземистых акцессорных минералов: андалузита, силлиманита, граната, кордиерита, шпинели, корунда и др. [66].

По химическому составу гранитоиды формации относятся к кислым породам нормального ряда с повышенной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,8—8\%$) при значительном преобладании калия над натрием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,7—0,75$) и характеризуются весьма высокой глиноземистостью ($a' = 4,8 \div 6,2$). В целом породы образуют гомодромный ряд, выраженный увеличением от ранних фаз к поздним содержания кремнезема, щелочей и железа при постоянном преобладании железа над магнием.

Геохимические особенности пород свидетельствуют об однородности рассматриваемых комплексов формации, для которых характерна устойчиво проявленная общая специализация на редкие щелочи (литий, рубидий, цезий), олово, бериллий и бор. Эти геохимические признаки и петрохимические особенности позволяют отнести эти породы к гранитам латитового ряда [66]. С высокоглиноземистыми гранитами ассоциирует редкометалльная и редкоземельная минерализация кварцево-жильного и пегматитового типов. Первый тип характеризуется вольфрамит-молибденит-касситеритовой минерализацией, а второй представлен редкоземельными, слюдоносными и редкометалльными (танталит, касситерит) рудопроявлениями с полихромным турмалином и амазонитом.

Следует отметить, что породы формации высокоглиноземистых гранитов проявились в весьма незначительных масштабах также в раннем докембрии в Памиро-Нуристанском протоконтиненте (чулактекинский комплекс PR₁?) и в девоне в Гармском блоке Гиссаро-Дарвазского протоконтинента (руозский комплекс — D₂?).

Монцонитовая формация

Породы этой формации незначительно распространены лишь в зоне Юго-Восточного Памира в составе позднеюрско-раннемелового кызылрабатского и позднемеловых акджилгинского и базаррыкского комплексов. Массивы имеют небольшие размеры — от 0,5—1 до 50—100 км², общая площадь их выходов не превышает 200 км². Обычно это гипабиссальные штоко- и дайкообразные тела, имеющие двух- или многофазное строение. Возраст комплексов формации определяется их геологической позицией и радиологическими данными (К-Аг метод), млн лет: кызылрабатский — 107—188; базаррыкский и акджилгинский — 65—95.

Породы формации характеризуются близостью петрографического состава, сходством петрохимических и геохимических характеристик, но широко варьируют по структурно-текстурным признакам. Преобладающими породами являются кварцевые монцодиориты, монцогранодиориты и порфиroidные монцограниты; ограничено развиты кварц-ортоклазовые габбро (монцогаббро), средне- и крупнозернистые лейкократовые калиевые граниты. Характерные структуры пород — гипидиоморфнозернистая, порфиroidная, монцонитовая и пойкилитовая.

Средний минеральный состав главных разновидностей пород формации для кварцевых монцодиоритов и монцогранодиоритов (в %): плагиоклаз (зональный — от An₃₃₋₅₀ до An₈₅₋₉₀ и слабозональный — от An₃₀₋₃₄ до An₅₀₋₆₀) — 36—49, калиевый полевой шпат (ортоклаз и нерешетчатый микроклин) — 5—19, кварц — 11—24, биотит — 8—21, пироксен — 6—7,5, амфибол — 1,5—19.

В породах монцонитовой формации обнаружено 35 аксессуарных минералов. Из них наиболее характерными являются: циркон, апатит, ильменит, пирит; спорадически встречаются рутил, ортит, флюорит, барит, турмалин, молибденит, галенит, арсенипирит, гранат. Примечательно низкое содержание магнетита и сфена.

По химическому составу породы формации относятся к семейству субщелочных ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,2-6,8\%$) лейкократовых ($f' < 10$) кварцевых диоритов — кварцевых монцонитов калий-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,65-0,85$) — и характеризуются повышенной известковистостью ($\text{CaO} = 4,2-4,5\%$) и высокой глиноземистостью ($al' = 1,7 \div 2,3$).

Характерная особенность пород формации — положительная геохимическая специализация на олово, бор, литий и цезий.

Гранит-граносиенитовая формация

Массивы формации распространены в зонах Центрального и Юго-Восточного Памира. Они представлены гипобиссальными и приповерхностными дайко-, штокообразными и трещинными телами, реже коническими интрузиями с общей площадью выходов около 200 км^2 . Формация рассматривается нами в составе раннемелового бахмалджилгинского, мел-палеогенового тузакчинского и сассыксуйского, палеогенового бердышского и неогенового сунгатского комплексов. Их возраст определяется геологической позицией и радиологическими данными (К-Аг метод), млн лет: бахмалджилгинский — 34—97, тузакчинский — 17—56, сунгатский — 10—17.

Формация образована ассоциацией пород пестрого состава, включающей пироксен-амфиболовые и амфиболовые кварцевые сиениты, амфибол-биотитовые граносиениты, сиенит-порфиры, граниты, адамеллиты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, гранофиры и др. Структуры пород меняются в зависимости от условий кристаллизации, они могут быть гипидиоморфнозернистыми, порфировыми, невадитовыми и др. Дайковая фация пород описываемой формации разнообразна и представлена сиенит-диорит-порфирами, сиенит-порфирами, мелкозернистыми аплитовидными гранитами, гранит-порфирами, пегматитами.

Минеральный состав пород представлен переменными количествами плагиоклаза (от An_{5-10} до An_{15-25}), калиевого полевого шпата (нерешетчатый микроклин), биотита, роговой обманки, кварца, редко пироксена. Для пород формации установлено свыше 40 аксессуарных минералов, среди них и довольно редкие как отенит, муассанит, аксинит, свинец и др. Повышенными содержаниями характеризуются барит, топаз, пирит; высокие содержания титанистых минералов (сфен, анатаз) и флюорита устанавливаются для тузакчинского и сассыксуйского комплексов. Высокая частота встречаемости характерна для касситерита, шеелита, халькопирита, галенита, арсенипирита, киновари и антимонита [66]. С гранитоидами формации связаны проявления касситерит-сульфидной, галенит-сфалеритовой минерализации и уникальное Акархарское боро-силикатное месторождение.

Породы формации характеризуются геохимической специализацией на олово, уран, торий, цезий, рубидий, барий и фтор.

В петрохимическом отношении породы формации характеризуются низкими содержаниями кремнезема ($56-68\%$), высокой и весьма высокой глиноземистостью ($al' = 1,9 \div 6,1$) и повышенной щелочностью

($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,1-8,4\%$) при преобладании калия над натрием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,6-0,7$) и по своим петрохимическим параметрам сопоставимы с субщелочными гранитами и кварцевыми сиенитами латитового ряда (см. рис. 51).

Гранит-лейкогранитовая формация

Свыше 20 массивов этой формации с общей площадью выходов около 600 км^2 распространены во всех зонах Южного Памира. Характерной особенностью мелких (до $50-100 \text{ км}^2$) массивов, слагающих штоко- и лакколитообразные тела, является их округлая или овальная форма. Формирование их происходило в условиях малых глубин, в зонах разломов. Нами породы формации рассматриваются в составе раннемелового базардаринского, мел-палеогенового балгинского и палеогенового шатпутского комплексов, возраст которых определяется их геологической позицией и радиологическими данными (К-Аг метод) соответственно в млн лет: $87-100$, $40-120$ и $10-17$.

Несмотря на большую пестроту пород рамы (вулканогенные, осадочно-вулканогенные, метаморфические, терригенные, карбонатные отложения), в строении и вещественном составе рассматриваемых комплексов много общего. Это, как правило, однообразие петрографического состава, одно- (шатпутский комплекс) или двухфазное строение (базардаринский и балгинский комплексы). По сравнению с другими орогенными формациями для гранит-лейкогранитовой характерно широкое проявление автометасоматических и пневматолито-гидротермальных процессов (протолитионитовые, цинвальдит-альбититовые, апогранитовые метасоматиты, альбититы, микроклиниты и др.). Жильные образования распространены незначительно и представлены аплитовидными гранитами, аплитами, аплит-пегматитами и пегматитами.

Главными типами пород формации являются крупнозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты, порфиоровидные и пегматоидные лейкограниты (I фаза), мелко- и среднезернистые мусковитовые граниты (II фаза), реже встречаются амфиболовые граниты и адамеллиты. Характерные структуры — гипидиоморфнозернистая, гранитовая, аллотриоморфнозернистая, в измененных породах проявлены микрографическая, маргинационная, пойкилитовая структуры.

Минеральный состав пород различных комплексов характеризуется большим сходством и представлен переменными количествами зонального плагиоклаза (от An_{10} до An_{25-30}), калиевого полевого шпата (микроклин), кварца, биотита, мусковита, редко — роговой обманки. Среди слюд отмечаются литийсодержащие разновидности — протолитионит, цинвальдит. В гранитоидах установлено свыше 50 аксессуарных минералов, из которых преобладают апатит, флюорит, ортит, монацит, ксенотим, арсенопирит, топаз, касситерит; характерно присутствие также гадолинита, фергусонита, уранинита, торита, пирохлора; отмечается дефицит магнетита и сфена [66].

Геохимические данные указывают на обогащенность пород формации летучими компонентами (фтор, бор) и устойчиво повышенные средне-

взвешенные содержания в них лития, рубидия, бериллия, олова и радиоактивных элементов.

По химическому составу (см. рис. 51) породы формации сопоставимы с субщелочными лейкогранитами латитовой серии и характеризуются повышенной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,2-8,7\%$), калиево-натриевой сериальностью ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,8-0,95$) и весьма высокой глиноземистостью ($a' = 4,8 \div 6,1$).

С породами формации пространственно и генетически связаны проявления оловорудного (с вольфрамитом и реже молибденитом) и флюоритового оруденения.

Таким образом, в мезозой-раннекайнозойское время в Южном Памире продолжается развитие структур, заложенных в палеозое, но уже в новом качестве: геосинклинальный режим сменяется орогенным, когда продукты вулканизма уже играют подчиненную роль, а основная принадлежит плутоническому магматизму.

Киммерийско-альпийская эпоха магматизма в Южном Памире отличается широким разнообразием состава и фаций магматических образований. Общее для региона — мощное проявление орогенного интрузивного магматизма: габброидного состава в раннюю стадию (незначительно) и широко развитого гранитоидного состава в собственно орогенную стадию. Магмообразование является преимущественно внутрикоровым.

В эволюции химизма гранитоидных пород прослеживается своеобразная направленность в повышении содержаний кремнезема, глинозема и щелочей (при преобладании калия над натрием) от ранних к поздним продуктам магматической деятельности.

Относительно близкие минеральные и химические составы, геохимические и металлогенические особенности пород плутонических формаций собственно орогенного этапа, сближенность во времени образования свидетельствуют о их принадлежности к производным латитовой магмы.

Последующий кайнозойский (олигоцен-раннечетвертичный) посторогенный этап магматизма Южного Памира характеризуется преимущественно внезональным проявлением процессов вулканизма с образованием пород в основном базальтоидного состава с повышенной калиевой щелочностью.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ПОСТКОНСОЛИДАЦИОННОЙ АКТИВИЗАЦИИ

В Средней Азии установлено пять возрастных рубежей магматизма постконсолидационной активизации, связанных с эпиорогенным внутриконтинентальным рифтогенезом: рифейский, девонский, карбон-пермский, триасовый и палеоген-неогеновый. Они свидетельствуют о последовательной консолидации земной коры региона с севера на юг. Для них характерен наиболее широкий спектр магматических формаций, состоящих из пород разной основности по повышенной щелочности. В целом для Тянь-Шаня отмечается антидромная во времени последовательность проявления магматизма — от щелочных лейкогранитов рифея до щелочных базальтоидов палеогена.

В девонскую и карбон-пермскую эпохи преобладает магматизм абсарокит-шошонит-латитовой серии. С ними ассоциируют разновозрастные типичные калиевые магматиты: лейцитовые тефриты, лейцититы, фергусит-порфиры и нефелиновые сиениты. Изменялся и профиль щелочности магматитов: от калиевого в рифее до натрий-калиевого в триасе и калиевого в неогене.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ РИФЕЙСКОЙ ЭПОХИ АКТИВИЗАЦИИ

Магматизм самой древней эпохи постконсолидационной активизации еще недостаточно изучен. Нами достаточно уверенно выделяется лишь формация щелочных лейкогранитов в Муюнкумо-Наратской зоне Северного Тянь-Шаня.

Щелочно-лейкогранитовая формация

Она следует за батолитами диорит-гранодиорит-гранитовой формации (R_3) и известна только в пределах Муюнкумо-Наратской зоны (Джаргылчакский, Айтерский, Верхнетонский, Джайылминский массивы). Эти трещинные интрузии имеют линейную форму с общей площадью 30—120 км². Массивы состоят из трех фаз внедрения. Преобладают породы I фазы, которые представлены крупнозернистыми лейкократовыми гранитами. Они сложены микроклином с большим содержанием пертита, плагиоклаза и содержат кварц, биотит, роговую обманку. Породы II фазы — среднезернистые и мелкозернистые биотитовые лейкограниты. III фаза представлена дайками гранит-порфиров.

Абсолютный возраст пород по данным К-Аг метода составляет 600—710 млн лет.

Интрузии сопровождаются пегматитами, грейзенами, зонами амазонитизации. Породы насыщены кремнеземом (SiO_2 — 75,5%) и щелочами ($Na_2O + K_2O$ — 9—10%), имеют калий-натриевую сериальность ($Na_2O/K_2O = 0,6$). Особенности химического состава пород позволяют отнести их к щелочным лейкогранитам.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ДЕВОНСКОЙ ЭПОХИ АКТИВИЗАЦИИ

Девонская эпоха активизации магматических процессов проявилась в Тянь-Шане достаточно интенсивно в тех регионах, которые испытали каледонский орогенез. Кроме того, она охватила и массивы более древней консолидации (Муюнкумо-Наратская зона, Гармский блок).

Латит-трахиандезит-трахилипаритовая формация

Раннедевонские вулканиды описываемой формации (альтерекская, баркольская свиты) распространены в Муюнкумо-Наратской и Киргизско-Терскайской структурно-формационных зонах Северного Тянь-Шаня. В Среднем Тянь-Шане (Чаткальская, Кураминская зоны) интенсивность раннедевонского вулканизма несколько сокращается (арканушская, мустукская, катрангинская свиты).

Раннедевонский вулканизм лучше исследован в Чаткало-Кураминских горах (бассейны рек Сумсар и Сукок), где он локализован в кольцевых вулcano-тектонических депрессиях или узких линейных грабенах.

Для него характерна наземная деятельность, обилие центров извержений, относящихся к постройкам, богатым пирокластическим материалом ($\epsilon = 75 \div 90\%$), ритмически-пульсационная гомодромная последовательность изменения состава продуктов извержений.

Базальты описываемой формации представлены оливин-пироксеновыми, амфиболовыми и лейкократовыми разностями. Фенокристы в первых из них состоят из (в %): нескольких генераций плагиоклаза (от An_{56-62} до An_{74}) — 10—16, разложенного оливина — 1—3, часто замещенного идингситом, пироксена — 5—6, амфибола — 4—6, магнетита — 1—2. Цветные минералы нацело разложены (часто опацифицированы). Основная масса вулканидов микролитовая, гиалопелитовая. Кристаллизация вкрапленников в них происходит в следующей последовательности: оливин — плагиоклаз (An_{60-65}) — плагиоклаз (An_{50-55}) — пироксен — амфибол. В основной массе базальтов господствует плагиоклаз An_{35-45} и единичные зерна магнетита. В лейкобазальтах кристаллизация начинается с магнетита, далее выделяются плагиоклазы (An_{35-56}) и цветные. Такой порядок кристаллизации однозначно указывает на богатство исходных расплавов летучими компонентами.

Андезиты являются наиболее распространенными породами и относятся к роговообманковым или биотит-роговообманковым разностям. Фенокристы состоят (в %) из плагиоклаза нескольких генераций (An_{30-52}) (преобладает) магнетита, обогащенного титаном — 4—5 опацифицированных цветных минералов: амфибола — 8—11 и биотита — 3—5. В трахиандезитах к названным вкрапленникам добавляется калиевый полевой шпат — 1—1,5. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, рутилом, лейкоксеном, арсенипитом, пиритом, галенитом, церуситом, сфалеритом, турмалином, ставролитом, хром-шпинелидом, муассанитом и др.

Кислые вулканиды рассматриваемой формации представлены липаритами, липаритодацитами, образующими небольшие экструзии, дайко-

образные тела, сферолоиды. Липариты состоят из (в %): плагиоклаза нескольких генераций (An_{40-45} , An_{35} , An_{18-25}) — 12—15, розового микроклин-микропертита — 8—11, интенсивно резорбированного кварца — от 5—6 до 10. Цветные минералы (амфибол и биотит — 3—5) нацело опацифицированы. Сумма вкрапленников достигает 28—41%. Основная масса сложена кварцем, триклинным промежуточным ортоклазом и олигоклазом.

По содержанию суммы щелочей (6,80%), Na_2O/K_2O соотношению (0,60) и другим петрохимическим признакам основные вулканиты соответствуют субщелочному ряду — латитам.

Монцонит-сиенитовая формация

Распространена в пределах Северного Тянь-Шаня — в западной части Киргизского и Таласского хребтов (массивы Каракистанский, Малококкиинский, Терекский, Чонмазарский и др.), в центральной, восточной и северо-восточной частях Киргизского хребта (массивы Кызылсуиский, Шекулинский, Джильяркский, Карабулакский и др.).

В Среднем Тянь-Шане (бассейн р. Сумсар) к описываемой формации относятся небольшие гипабиссальные интрузии монцонитов (Бургутуинский шток), а также породы Сандалашского, Кураматорского, Кызылджарского массивов.

Большинство массивов (Кызылсуиский, Каракистанский, Ирисуиский и др.) расположено за пределами каледонской эвгеосинклинали или в ее бортовых частях, сложенных карбонатными образованиями (Таласо-Каратауская зона и др.). Небольшие тела сиенито-диоритов раннедевонского возраста известны и в бассейне р. Сумсар в Кураминском хребте (бассейна р. Кыз-ата). Возраст формации определяется прорыванием ею раннепалеозойских и нижнедевонских отложений и, в свою очередь, перекрытием среднедевонскими вулканитами аральской свиты. К-Аг возраст пород составляет 338 млн лет для Терекского массива и 470 млн лет для Шекулинского.

В геохимическом отношении некоторым массивам Северного Тянь-Шаня присущи вышекларковые содержания олова и бериллия. Наиболее распространенными породами в массивах этой формации являются кварцевые монцониты. Они состоят из (в %): плагиоклаза (An_{32-45}) — 40—47, преобладающего над К-Na полевым шпатом — 23—37, кварца — 3—17, биотита и амфибола — 5—30. Состав граносиенитов: плагиоклаз — 23—31; К-Na полевой шпат — 37—45, кварц — 17—22, биотит — 1—4, амфибол — 0—4. Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон, ильменит, ортит. Химический состав пород соответствует кварцевым латитам и кварцевым монцонитам.

Данная формация парагенетически связана с ранне-среднедевонскими вулканитами, образуя вместе с ними сложную вулcano-плутоническую формацию латитового ряда. Петрохимические характеристики этих образований относительно близки и соответственно составляют: $Na_2O + K_2O$ — 6,80—7,55%; al' — 1,91, ÷ 2,01; Na_2O/K_2O — 0,60, —0,92; f' — 8,04, ÷ 8,09; K_{ϕ} — 72 ÷ 79.

Трахилипаритовая формация

Вулканиды описываемой формации (D_{2-3}) развиты в пределах Северного Тянь-Шаня (Муюнкумо-Наратская, Чилико-Кеминская, Киргизско-Терская, Таласо-Каратауская зона). Они локализованы в эпикаледонских наложенных прогибах — грабен-синклинальных вулканотектонических структурах.

Эффузивные покровы, субвулканические и гипабиссальные интрузии имеют северо-западное направление и протягиваются полосой на 140 км. Мощность отложений липаритовой формации колеблется от 100 до 1500 м, а возраст определяется по положению в разрезе и фауне как среднедевонский.

Эффузивы представлены риолитами, фельзитами, игнимбритами, туфолитами риолитов. Покровы вулканитов на отдельных участках составляют 30—40 и редко 600—700 км².

Субвулканические и гипабиссальные интрузии представлены в виде лаколлитов, некков, штоков, даек и развиты как в ареале липаритов, так и среди нижнепалеозойских подстилающих вулканогенных и моласовых толщ и позднеордовикских гранитоидов.

Породы формации представляют собой типичную вулканоплутоническую ассоциацию гранит-риолитового ряда.

Химизм пород формации характеризуется пересыщенностью кремнеземом, глиноземом (11—15%), щелочами и в первую очередь калием ($Na_2O/K_2O < 1$). Исходя из этих признаков кислые эффузивы и их субвулканические аналоги можно отнести к образованиям латитового ряда.

Экструзивные, субвулканические и гипабиссальные интрузии сопровождаются проявлениями галенит-флюорит-баритовой минерализации.

Щелочно-лейкогранитовая формация

Девонские интрузии щелочно-лейкогранитовой формации закономерно следуют за габбро-монзонит-сиенитовой и связаны с активацией каледонид. Они приурочены к крупным широтным разломам, вдоль которых образуют цепочки тел. Эти же разломы контролируют поля вулканитов и вулканоплутоны предшествующей девонской липаритовой формации, с которой лейкограниты, по-видимому, образуют комагматичный вертикальный ряд. Лейкограниты девона характеризуются ярко выраженным уклоном в сторону моношпатовых аляскитов и щелочных гранитов. В соответствии с этими признаками к данной формации отнесены Байбиченсаурский, Бозучукский, Куранджайлооский, Каджисайский, Комерчекский, Сарытерский, Темирканатский, Ийрисууский, Чимбулакский и другие массивы. Для Байбиченсаурского массива цифры калий-аргоновой датировки составляют 388, 406, 444 млн лет, Ийрисууского — 466 млн лет, что не противоречит геологическому возрасту.

По масштабам проявления девонские аляскиты являются подчиненными по отношению к силурийским лейкогранитам. Между ними нет четкой границы. Возможно, значительная часть силурийских интрузий лейкогранитов (джиналачский комплекс) принадлежит к описываемой

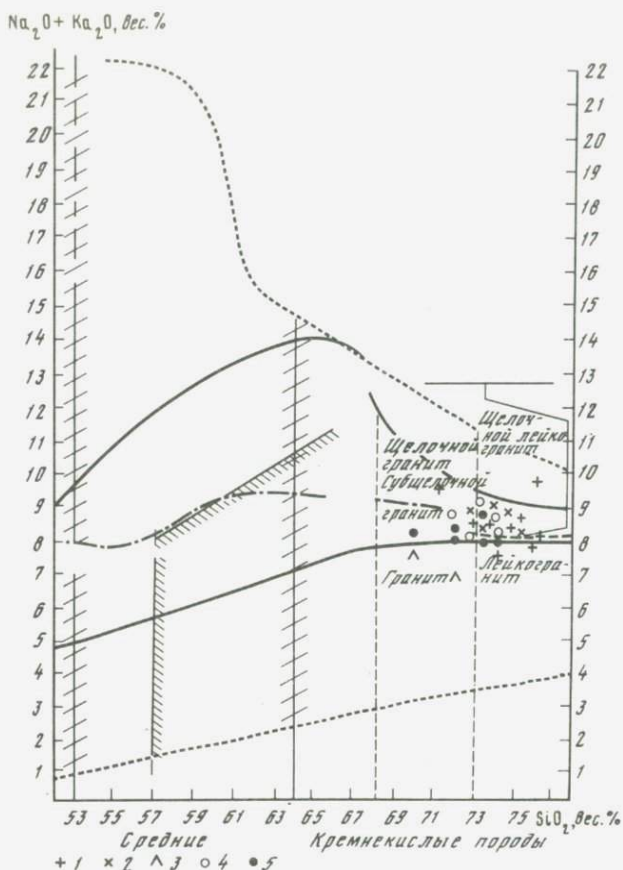


Рис. 52. Диаграмма SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для пород лейкогранитовой формации Тянь-Шаня

Северный Тянь-Шань: 1 — лейкограниты (D_{2-3}), 2 — лейкограниты (P₁); Срединный Тянь-Шань; 3 — лейкограниты (D₂), 4 — лейкограниты (P₂); Южный Тянь-Шань: 5 — лейкограниты (P)

формации. Морфологически это штокообразные тела, овальной или неправильной формы (до 10 км²), а также трещинные интрузии. Для ряда интрузивов (Тюпский, Каджисайский и др.) характерна теснейшая связь с вулканизмом и образование вулканоплутонических ассоциаций, в рамках которых наблюдаются постепенные переходы лейкогранитов в кварцевые порфиры и липариты.

В порядке убывающей распространенности типичными породами формации являются лейкограниты, аляскиты и щелочные граниты.

Пространственно моношпатовые аляскиты и щелочные граниты локализованы в пределах Муонкумо-Наратского срединного массива, а двуполошпатовые лейкогранитовые интрузивы тяготеют к эвгеосинклинальной Киргизско-Терской зоне.

Геохимия пород описываемой формации характеризуется повышен-

ными содержаниями свинца, молибдена и особенно летучих — бора и фтора.

По химизму породы лейкогранитовой формации характеризуются ультракислыми составами ($\text{SiO}_2 > 73\%$), повышенной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 8\%$), ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$), ($a' > 3$) и относятся к щелочным гранитам и лейкогранитам (рис. 52).

Формация щелочных базальтоидов

Породы формации распространены в Киргизско-Терской, Муюнкумо-Наратской (аральская и кольбашинская свиты) зонах. Их возраст по положению в разрезе и находкам фауны определен как среднедевонский.

В региональном структурном плане отмечается приуроченность пород формации к наложенным прогибам в жестких структурах с развитой континентальной корой. Извержения происходили из наземных вулканов центрального типа относительно кратковременно.

Наиболее изучена кольбашинская свита, сложенная тремя пачками общей мощностью 700—800 м, которые субсогласно залегают на

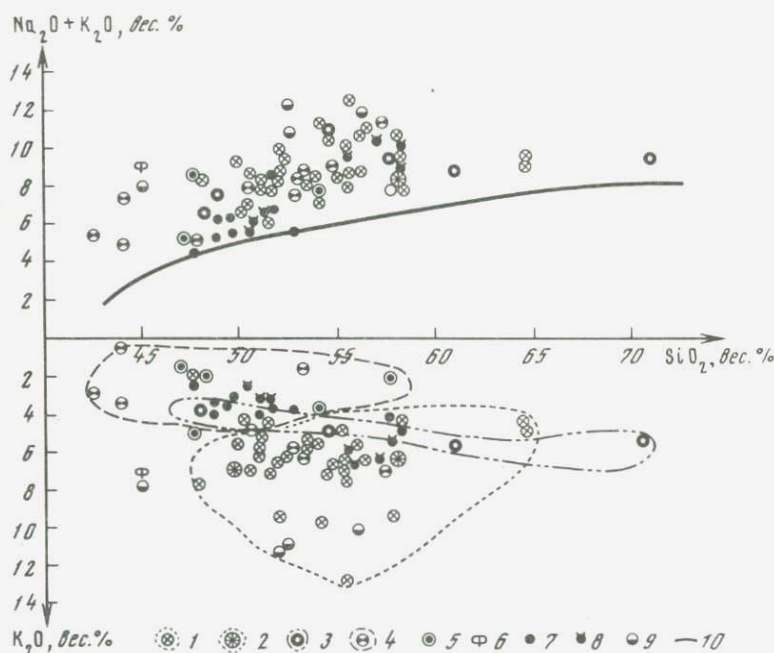


Рис. 53. Петрохимическая диаграмма составов калиевых щелочных пород

Северный Тянь-Шань, поля щелочных вулканитов: 1—2 — кольбашинской и аральской свит; 3 — ашукольторской свиты; 4 — арпатакырской свиты; 5 — трахибазальты элементного комплекса Южного Тянь-Шаня; 6 — фергусит-порфиры Памира, 7 — шошониты Камчатки и Курил, 8 — шошониты Урала и Кавказа, 9 — лампроиты орендитового ряда, 10 — линия раздела пород нормального и субщелочного ряда

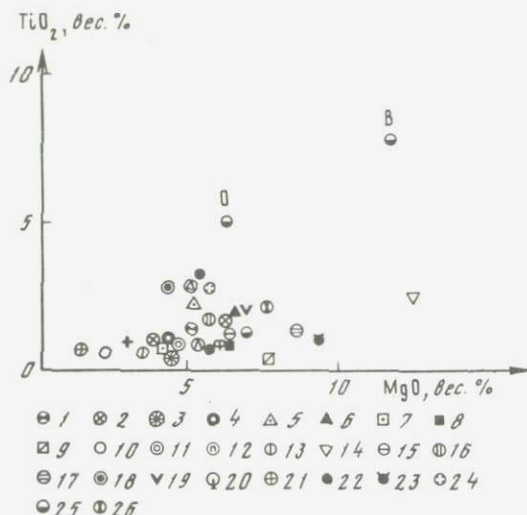


Рис. 54. Зависимость средних содержаний TiO_2 от MgO в щелочно-базальтоидных породах Тянь-Шаня и Памира

Северный Тянь-Шаня; щелочные базальты: 1 — арпатакырской свиты, 2 — кольбашинской свиты, 3 — аральской свиты, 4 — ашукольторской свиты, 5 — палеогеновые щелочные габброиды (дайковая фация), 6 — палеогеновые щелочные базальтоиды (покровная фация); Срединный Тянь-Шань; 7 — щелочные базальты Даубабы, 8 — щелочные габброиды Ирису, 9 — щелочные габброиды Кулосьинской впадины, 10 — шошониты Бадамского грабена, 11 — шошониты Уинского грабена, 12 — шошониты Чилгенского грабена, 13 — трахиандезит—трахибазальты Гавасайского грабена, 14 — кампто-мончикиты Алтынтопканского грабена; Южный Тянь-Шань: 15—17 — раннемезозойские щелочные базальтоиды, 18 — трахибазальты елемесащинского комплекса, 19 — девонские щелочно-оливиновые базальты; Южный Памир: 20 — фергусит-порфиры; 21 — мегаллагиофировые андезит-базальты Камчатки, 22 — шошониты Камчатки и Курил, 23 — шошониты Урала, 24 — лейцитовые базаниты Восточно-Африканской рифтовой зоны, 25 — лампроиты орендитового ряда бассейна р. Фицрой (Австралия), 26 — калиевые базальтоиды Монголии

вулканогенных породах нижнего—среднего девона (?) и перекрываются красноцветными терригенными отложениями верхнего девона—нижнего карбона.

Нижняя пачка сложена базальтами, пироксеновыми эпилейцитифирами, эпилейцититами, эпилейцитовыми фонолитами и маломощными прослоями туфов этих пород, средняя — трахитами и эпилейцитовыми трахитами, а верхняя — лавобрекчиями и туфами эпилейцитовых пород, петрографически сходных с породами нижележащих пачек. Наличие лавобрекчий, а также мелкозернистых полнокристаллических фаций пироксеновых эпилейцитифириров, постепенно переходящих в эпилейцитовые порфирировидные сиениты, позволяет предполагать наличие экструзивных и жерловых образований. Пространственно и, возможно, генетически с излившимися и пирокластическими породами тесно связан интрузив шонкинитов Токайлушу, прорывающий отложения верхнего ордовика.

Среди калиевых щелочных вулканитов преобладают эпилейцитовые

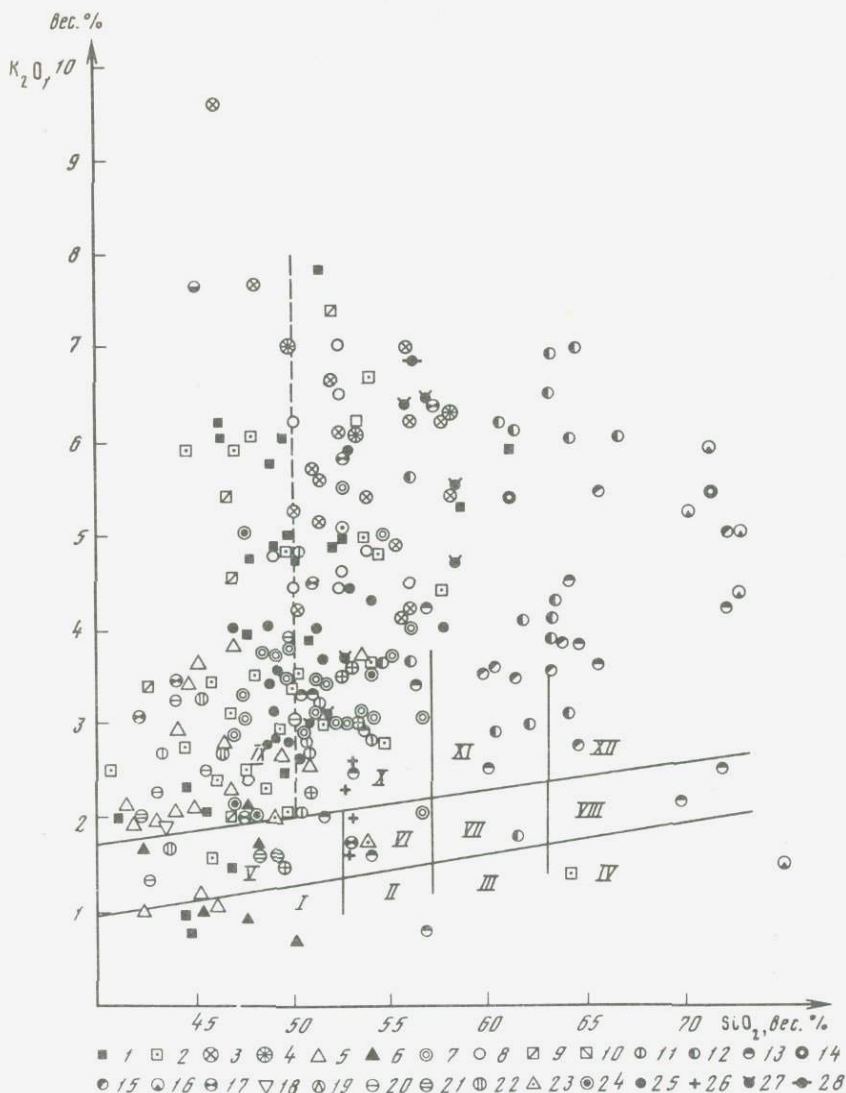


Рис. 55. Номенклатурная диаграмма щелочно-базальтовых и известково-щелочных пород Тянь-Шаня (по Д. Маккензи и Б. Чзпеллу)

Поля составов пород: I — низкоглиноземистых базальтов, II — низкоглиноземистых андезитов, III — андезитов, IV — дацитов, V — высококальциевых высокоглиноземистых базальтов, VI — высококальциевых низкокремниевых андезитов, VII — высококальциевых андезитов, VIII — высококальциевых дацитов, IX — абсарокитов, X — шошонитов, XI — латитов, XII — тосканитов. Северный Тянь-Шань: 1 — массив Ирису, свиты: 2 — даубабинская, 3 — кольбашинская, 4 — аральская, 5 — дайки Кокджарского типа, 6 — коктурпакская свита; Средний Тянь-Шань; свиты: 7 — уинская, 8 — бадамская, 9 — силлы, дайки Кулосьи и 10 — Пальтау, 11 — кучарская, 12 — акчинская, 13 — минбулакская, 14 — ашукольторская, 15 — надакская, 16 — кзылнурунская, 17 — арпатакская; 18 — дайки Алтынтопкана, 19 — шошониты Чилтенского грабена; Южный Тянь-Шань, дайки и диатремы: 20 — Южного Гиссара и Гиссаро-Алая, 21 — Южного Нуратау, 22 — Букантау, 23 — Северного Нуратау; 24 — елемесащинская свита. 25 — шошониты Курил и Камчатки, 26 — мегаплагиофировые лавы Камчатки, 27 — абсарокиты и шошониты Урала, 28 — трахиты Урала

фонолиты, встречаются эпилейцитовые тефриты, эпилейцитовые трахибазальты и эпилейцититы [79].

Эпилейцитовые фонолиты представляют собой лавовую брекчию, состоящую из микрообломков фонолитового состава, сцементированных вулканическим стеклом. Микрообломки — порфирированного сложения, микроструктура их основной массы — от гиалиновой до микрокристаллической, фонолитовой. Микровкрапленники составляют 40—50% объема породы.

Эпилейцитовые фонолиты порфирированного сложения с мелкими макро- и микровкрапленниками салита, измененного лейцита, оливина, биотита, ортоклаза и апатита. Микроструктура основной массы: гиалиновая, гиалопилитовая до микрофонолитовой. Она сложена санитаринном, измененным лейцитом, салитом. Миндалины выполнены розовым альбитом и хлоритом, реже кальцитом.

Химический состав пород описываемой формации следующий (в %): содержание SiO_2 в них колеблется от 50 до 58, TiO_2 — 0,8—1,5 при достаточном низком содержании железа (3,61—7,69), и относительно низком MgO (< 7). По типу щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ — 0,37) они попадают в поля калиевых пород и хорошо сопоставляются с шошонитовыми образованиями.

Эпилейцититы и мелафонолиты по петро- и геохимическим особенностям сопоставляются с высококалиевыми породами орендитового (лампроитового) ряда Австралии (бассейн р. Фицрой), Лейцит-Хилса (рис. 53—55).

Геохимические особенности пород формации определяются повышенными содержаниями свинца, иттербия и бериллия.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ЭПОХИ АКТИВИЗАЦИИ

Магматизм этой эпохи широко представлен в Тянь-Шане. На большой территории он проявился исключительно в интрузивной форме и лишь в Кураминской зоне представлен в виде вулканоинтрузивных ассоциаций. По составу преобладают магматиты повышенной щелочности, но имеются формации (диорит-гранодиоритовая в Гармской зоне, габбро-диорит-гранодиоритовая в Кураминской зоне) и нормального ряда, правда, с повышенной щелочностью (до монцитов) у средних и кислых представителей ряда. Для территорий Северного и Среднего Тянь-Шаня свойственна антидромная последовательность проявления магматизма, а для Южного Тянь-Шаня — гомодромная. Кроме того, здесь наблюдается временная сопряженность позднеорогенного магматизма и постконсолидационного. Отмечается и растянутость во времени этой эпохи активизации — с C_2 до Р включительно.

Трахибазальт-трахиандезит-дацитовая формация

Широко развита в Кураминской зоне, где занимает площадь, равную 1500—1550 км². В ее состав объединены породы минбулакской (C_2) и акчинской свит (C_2). Нередко к этой формации относят и

породы надакской свиты. Правомерность объединения их в одну формацию основывается на том, что между ними нет крупных региональных перерывов. Породы упомянутых свит приурочены к одним и тем же разломам, грабенам, обладают идентичным составом, что позволило Н.П. Васильковскому [27] объединить их в один акташский вулканогенный комплекс, более поздние работы [31] подтвердили правильность его выводов.

Возраст формации определяется рамками среднего карбона, абсолютный возраст пород равен 298—302 млн лет [92].

В тектоническом отношении породы рассматриваемой формации локализуются в пределах грабенов: Шавас-Дукентского, Гавасайского, Алмалыкского, имеющих рифтогенную природу.

Вместе со своими плутоническими коагматами рассматриваемые вулканы относятся к ранней стадии карбон-пермской эпохи активизации региона. Петрографическое описание пород дается по [31].

Наибольшим распространением среди пород формации пользуются андезиты и трахиандезиты (47—78%). Породы основного состава (базальты, трахибазальты, андезито-базальты) имеют подчиненное значение (5—8% хр. Каржантау, Алмалыкский грабен). Среди кислых дифференциатов преимущественно развиты дациты, андезито-дациты и их туфы (8—23%, в среднем 11%). Липарито-дациты и связанные с ними вулканокластические породы развиты в ограниченных масштабах, главным образом в северной части зоны (хр. Каржантау). Осадочные породы (15—22%) представлены краснокаменными конгломератами, гравелитами, песчаниками и аргиллитами.

Для разрезов пород данной формации характерны: перемежаемость с молассами, что свидетельствует о наземном характере вулканизма; резкая фациальная неустойчивость горизонтов и слоев; ведущее значение пород среднего и умереннокислого состава; слабое развитие покровов пирокластики при преобладании пород газонасыщенных пепловых потоков, относящихся к автомагматическим брекчиям.

Рассматриваемая формация сложена комплексом лавовых, пирокластических, экструзивных пород, состав которых варьирует от трахибазальта и базальта до дацита и трахидацита.

Породы первой фазы, которой соответствует минбулакская свита, характеризуются большей известковистостью. К концу ее развития в составе вулканитов отмечается накопление небольшого объема дацитов и иногда липарито-дацитов, что приводит к увеличению SiO_2 (до 68—69%), щелочей (до 8%), преимущественно K_2O .

Вторая и третья фазы вулканической деятельности, по объему соответствующие акчинской свите, по петрохимическим особенностям весьма близки к предыдущей, от которой они отличаются большей дифференцированностью (разность SiO_2 в крайних членах 23—21%), увеличением количества щелочей. К концу этих фаз вулканической деятельности происходит более интенсивное накопление щелочей, кремнезема и глинозема, сопровождающееся образованием дацитов.

Правомерность объединения трех вулканогенных (минбулакская, акчинская, надакская) свит в единую формацию подтверждается и их петрохимическими характеристиками ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, a' , f').

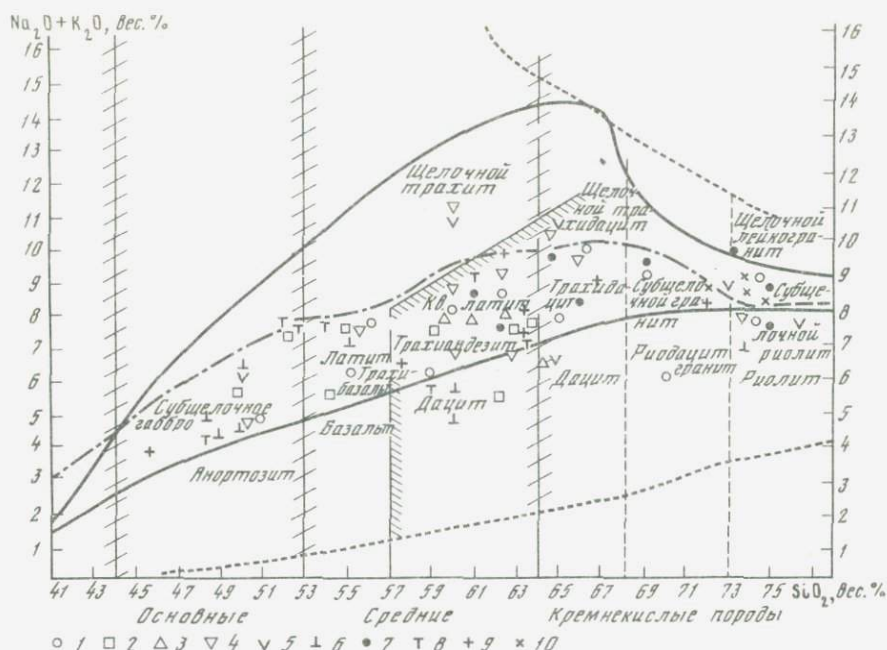


Рис. 56. Классификационная диаграмма SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для пород вулканоплутонической ассоциации Чаткало-Кураминского региона. Химические анализы вулканитов приводятся по В.А. Арапову [5]

Среднекарбонные вулканогенные формации: 1 — андезито-дацитовая, 2 — андезитовая, 3 — дацитовая, 4 — дацит-андезитовая; пермские вулканогенные формации: 5 — липаритовая, 6 — трахиандезитовая, 7 — трахилипаритовая; среднекарбонные плутонические формации: 8 — габбро-монцит-сиенитовая, 9 — габбро-диорит-гранодиоритовая, 10 — породы пермской гранит-лейкогранитовой формации

Они соответственно составляют (в %) для вулканитов первой фазы 7,58; 0,78; 2,47; 6,81; второй 6,67; 0,96; 1,65; 10,14; третьей — 7,74; 0,96; 2,61; 7,27. На классификационной диаграмме (рис. 56) рассматриваемые вулканиты располагаются в поле пород латито-шошонитовой серии.

Породы геохимически специализированы на Au, Ag, Pb, Zn [92].

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация

Породы описываемой формации являются интрузивными аналогами вулканитов трахибазальт-трахиандезит-дацитово-гранодиоритовой формации, с которой образуют сложную полифациальную вулканоплутоническую ассоциацию. В Кураминской зоне общая площадь, занятая формацией, составляет 1500 км².

Породы формации образуют сложнопостроенные плоские тела или лакколитообразные плутоны в Чаткальском хребте (Чаткало-Ангренский плутон), Кураминском (Кармазарский) и Могол-Тау (Музбекский). Кроме того, они слагают относительно крупные самостоятельные

тела (Акчинский, Карабаш-Шавасский, Минбулакский, Акташский, Суренатинский, Музбулакский, Джаркамарский, Сардобский, Алмабулакский и др.).

Возраст их определяется тем, что они прорывают осадочные и вулканогенные толщи раннего и среднего палеозоя вплоть до минбулакской свиты (С₂) включительно. Абсолютный возраст колеблется в пределах 285—308 млн лет (К-Аг метод).

Типичные массивы этой формации (Кармазарский, Музбекский, Акташский, Акчинский и др.) сложены породами четырех фаз: габбро, диориты, гранодиориты (иногда порфиroidные) и граниты.

Габброиды I фазы представлены лейко- и феррогаббро и габбро-норитами (Шавасский, Беляутинский, Акчинский массивы). II фаза состоит из диоритов, кварцевых диоритов, габбро-диоритов, нередко ассоциирующих с монцонитами и сиенито-диоритами (Карабауский, Музбекский массивы). III фаза представлена гранодиоритами, которые слагают не менее 80—85% площади выходов пород формации. На долю завершающей IV фазы — гранитов — приходится около 5% площади выходов. Для породообразующих минералов характерен ряд специфических особенностей: многостадийность кристаллизации (от 3 до 6 генераций), наиболее ранние парагенезисы минералов представлены пироксеном-лабрадором и магнетитом (в габброидах и габбро-диоритах), которые указывают на базальтоидный состав исходных расплавов; полевые шпаты, как правило, характеризуются умеренной или слабой упорядоченностью и относятся к высокотемпературным или промежуточным модификациям при подчиненной роли низкотемпературных; цветные минералы характеризуются низкой или умеренной железистостью. Среди аксессуарных минералов, общий видовой состав которых достигает 60 наименований, наиболее распространенными являются титаномагнетит, апатит, ортит, циркон, сфен, монацит, ксенотим. В последние годы в породах рассматриваемой формации установлено довольно широкое развитие муассонита, кроссита, хамрабаевита и самородных металлов.

По химическому составу породы рассматриваемой формации от соответствующих стандартов отклоняются в сторону более щелочных. При этом концентрация щелочей внутри формации возрастает от диоритов к гранитам (от 4,9 до 8,0%) преимущественно за счет калия. В породах отдельных фаз выявляются следующие особенности: габброиды отличаются от средних типов повышенным содержанием MgO (до 10% против 7,5%) и глинозема (до 18,3%); диориты — повышенным содержанием окиси железа (2,9—5,2%) и калия (2,5—3,4%); гранодиориты близки к соответствующим средним типам, наиболее кислые дифференциаты — граниты — отличаются от них повышенным содержанием щелочей (до 8%).

По петрохимическим параметрам ($Na_2O/K_2O < 1$, $al' > 1$, $f' = 10,80$, $K_{\phi} = 62$) породы рассматриваемой формации относятся к производным латито-шошонитовой серии.

В Чаткальском, Сандалашском, Пскемском хребтах (Чаткальская зона) в состав формации входят крупные плутоны: Чаткальский (600 км²), Средне-Нижнесандалашский (250—300 км²), Каракорумский

(80 км²) и целый ряд мелких штокообразных тел. По геофизическим данным форма этих массивов плоская, блинообразная, лакколитообразная, редко обладающая крутопадающими контактами. Благоприятными для внедрения пород этой формации являются границы между структурными этажами и ярусами. Среднекарбонный возраст массивов определяется тем, что они прорывают отложения D₃—C₁ до C₂ включительно, а их галька встречена в основании средне-верхнекарбонной акчинской свиты. К-Аг возраст 305—322 млн лет [42].

Породы массивов сформировались в результате четырех фаз магматической деятельности. К I фазе относятся диориты, габбро-диориты, монцитониты. Последние, как правило, приурочены к краевым частям массивов. Биотит-роговообманковые диориты Чукурсайского, Ихначского массивов, Чаткальского плутона имеют следующий состав (в %): кварц — 3,3, плагиоклаз — 68,3, биотит — 1,6, роговая обманка — 25,8, акцессории — 1. Сиенито-диориты — краевая фация крупных гранитоидных тел — состоит из (в %): кварца — 10,4, К-Na полевого шпата — 24,4, среднего плагиоклаза — 43,6, биотита — 11, роговой обманки — 9,7 и акцессорных минералов. II фаза интрузивов сложена гранодиоритами, для которых характерны широко проявленные процессы гибридизма и контаминации, чем обуславливается зональное строение многих тел.

Состав гранодиоритов (в %): кварц — 15—32, ортоклаз и микроклин-микропертит — 14—23, андезин (An₃₅₋₄₂) — 91—50, биотит — 3—11, амфибол — 2—12, акцессории — 0,5—3,0. III фаза представлена адаметеллитами (Сусингенский, Баркрак-Аккапчигайский массивы). По сравнению с породами предыдущей фазы для них характерны значительная однородность состава пород и четкое преобладание биотита над амфиболом. Адаметеллиты Баркрак-Аккапчигайского массива состоят из (в %): кварца — 28, калий-натриевого полевого шпата — 28,3, плагиоклаза — 35, биотита — 3,8, амфибола — 2,4. Заключительная, IV фаза пород представлена биотитовыми гранитами.

С породами данной формации в Чаткальской зоне связаны различные скарново-рудные проявления, особенно скарново-магнетитовые. Наряду с ними отмечается и свинцовая минерализация. В Кураминской зоне — золото-редкометальное оруденение.

В Присонкулье (Нарынская зона) к данной формации относится сонкульско-коктурпакский комплекс, который насчитывает до полутора десятка интрузивных тел, представленных габброидами, монцитонитами, сиенито-диоритами, гранодиоритами, гранитами. Для них характерно полифазное строение (3—6 фаз внедрения). Большая часть интрузий имеет форму гарполитов с трещинными подводящими каналами. К-Аг возраст комплекса — ±310—312 млн лет.

Наиболее изучен сонкульский массив [23], в котором установлены четыре фазы внедрения, представленные породами, дифференцированными от оливиновых габбро-норитов до гранодиоритов.

Главные минералы габбро I фазы — плагиоклаз (An₅₂₋₇₂), реже (An₃₃₋₄₂) оливин, низкотитанистый авгит, салит, гиперстен, биотит, роговая обманка, ортоклаз.

Породы II фазы имеют более простой минеральный состав. В диоритах — зональный плагиоклаз (ядро An₄₀₋₄₂), края An₃₆₋₃₈), калие-

вый полевой шпат, роговая обманка, биотит. Постоянно встречается кварц и авгит. Микроструктура гипидиоморфнозернистая, реже монцонитовая, пойкилитовая.

Кварцевые сиенито-диориты III фазы — более крупнозернистые и более лейкократовые по сравнению с вышеописанными породами. Они состоят из плагиоклаза (в ядре Al_{36-39} , по краям Al_{29-32}), калиевого полевого шпата, роговой обманки, биотита, реликтового авгита, кварца. Структура — гипидиоморфнозернистая.

Гранодиориты IV фазы — порфириовидные средне-крупнозернистые породы. В порфириовых выделениях (1,5—2 см) — микроклин. Гипидиоморфнозернистая основная масса сложена калиевым полевым шпатом, плагиоклазом (Al_{27-39}), роговой обманкой, биотитом, кварцем и реликтами клинопироксена.

Породы интрузий сонкульско-коктурпакского комплекса образуют ряд от оливиновых габбро-норитов до ультракислых гранитов. Все породы обладают повышенной щелочностью, при этом содержание окиси натрия сохраняется на уровне 3—5%. Калиевая щелочность, высокая в базитах ($K_2O = 1,8\%$), возрастает в гранитах ($K_2O = 4,5\%$). Калиевая щелочность превышает натриевую на уровне $SiO_2 = 63,7\%$. На диаграмме Куно 89% точек, характеризующих породы рассматриваемого комплекса, попадают в поле гиперстеновой серии.

Л.В. Таусон и др. [89] на основании петрохимических особенностей сонкульско-коктурпакский и кенсуйский комплексы пород относят к типичным представителям интрузивной фации латитовой серии, а их кислые дифференциаты рассматривают как геохимический эталон гранитоидов латитового ряда. Это четко подтверждается на классификационной диаграмме (см. рис. 56) их петрохимическими параметрами ($Na_2O + K_2O = 7,18\%$, $Na_2O/K_2O = 0,86$; $al' = 1,93$; $f' = 8,44$, $K_\phi = 62$), которые идентичны породам среднекаменноугольной вулканоплутонической (трахибазальт-трахиандезит-дацитовой и габбро-диорит-гранодиоритовой) ассоциации в целом.

Габбро-монцонит-сиенитовая формация

Это наиболее широко распространенная формация позднепалеозойской эпохи активизации. В Кураминской зоне она выделена даже на двух возрастных уровнях: S_2 и P_1 .

Среднекарбонные интрузии — это небольшие по размерам, мало-глубинные массивы в Кураминском хребте (Алмалыкский, Келемчекский, Ташкескенский) и в горах Моголтау (Сырдарьинский, Дахчалисайский, Кудукский и др.). Наиболее изученными среди упомянутых массивов являются Алмалыкский (около 40 км^2) и Келемчекский (более 45 км^2), являющиеся лополитами и тяготеющие к зонам разломов (Алмалыкского, Кумбель-Угамского соответственно). Они рвут нижнепалеозойские сланцы, визейские известняки и вулканы минбулакской свиты (S_2), а перекрываются породами акчинской свиты (S_2). Радиологический возраст их колеблется от 284 до 322 млн лет [7].

Последовательность образования этих массивов следующая: 1) крупно- и среднезернистые габбро, горнблендиты, габбро-диориты, встре-

чающиеся в виде небольших штокообразных тел; 2) диориты, кварцевые диориты; 3) сиенито-диориты, монцониты, мелкозернистые сиениты и кварцевые сиениты. Габброиды крупнозернистые с офитовой и с габброофитовой структурой, состоящие из плагиоклаза нескольких генераций (An_{35-45} до An_{80}), обыкновенной роговой обманки и авгита. Показательны высокие содержания в них титаномагнетита и халькопирита.

Кварцевые диориты и диориты составляют 15—20% от общего объема формации, а сиенито-диориты и монцониты — более 80%. Состав сиенито-диоритов: плагиоклаз (An_{25-70}), ортоклаз, ортоклаз-криптопертит, биотит, амфибол, диоксид-геденбергит.

Состав аксессуаров (в г/т): магнетит — 1035—38885, апатит — 704—1186, ильменит — 140—219, турмалин — ед. зн. — 110, корунд — до 0,01; флюорит — 6,6—3,9; молибденит — 0,1—6; самородное олово 0,005—0,01.

Средневзвешенный химический состав пород (Алмалыкский массив) по данным 97 анализов соответствует монцолатитам.

Петрохимические параметры пород описываемой формации идентичны разновозрастным образованиям габбро-диорит-гранодиоритовой и ее эффузивным аналогам и составляют: $Na_2O + K_2O$ — 7,84%; Na_2O/K_2O — 1,02, a' = 1,51, f' = 11,70; K_ϕ = 66. На рис. 56 фигуративные точки пород формации располагаются в поле латито-шошонитовых ассоциаций.

Петрохимическая специализация интрузивов (главным образом сиенито-диоритов) определяется повышенными содержаниями вольфрама, золота, меди, свинца, молибдена и висмута.

С интрузивами формации чаще всего ассоциирует прожилково-вкрапленная медно-молибденит-халькопиритовая рудная формация и полиметаллическое (сфалерит-галенитовое метасоматического и жильного типов) оруденение.

Пермские представители формации образуют в Кураминской зоне серию небольших штоко-, дайко- и лакколитообразных тел общей площадью около 200 км². Среди них хорошо исследованными являются Актепинский, Бабайобский, Чорухдайронский массивы.

В тектоническом отношении интрузии контролируются зонами разломов, краевыми частями грабенов, где локализована пермская шурабсайская свита. Возраст формации раннепермский, что доказывает прорыванием ими пород P_1 и расщеплением отдельных тел интрузиями лейкогранитовой формации (шайданский комплекс — P_1).

Большинство массивов габбро-монцонит-сиенитовой формации имеет зональное строение: краевые части представлены габброидами, редко пироксенитами, а центральные — сиенитами и граносиенитами. Массивы, как правило, многофазные. Так, породы Бабайобского лополита сформировались в следующей последовательности: 1 — монцодиориты; 2 — диориты; 3 — кварцевые сиенито-диориты; 4 — сиенито-диориты и гранодиориты. В Чорухдайронском массиве последовательность следующая: 1 — габбро и диориты; 2 — монцонитоиды и сиенитоиды; 3 — гранодиориты, граниты.

Содержание минералов в интрузивах подвергнуто сильным вариациям.

циям в вертикальном и горизонтальном сечении тел. Это особенно наглядно выражается в колебаниях количественно-минерального состава и оптических свойств полевых шпатов, пироксенов, амфиболов и биотитов. Так, состав плагиоклазов колеблется ($An_{20-45-50}$), упорядоченность их $\Delta S = 0,4 \div 1,0$. Калиевые полевые шпаты относятся к умеренноупорядоченным разновидностям триклинного промежуточного ортоклаза, но со значительной примесью альбитовой молекулы. Калиевые полевые шпаты из Чорухдайронского массива относятся к высокому промежуточному ортоклазу и микроклину. Характерно довольно высокое содержание в породах формации ромбического и моноклинного пироксена. Выделяются две генерации роговой обманки. Биотит (чаще липидомелан) реакционно замещает пироксены и роговую обманку.

Породы Бабайобского и Чорухдайронского массивов богаты акцессориями: сфен, циркон, апатит, анатаз, рутил, гранат, магнетит, пирит, шеелит, вольфрамит, молибденит, галенит, сфалерит и др.

Наблюдаются вариации составов основных петрогенных окислов: кремнезема (50,46—68,50%) и суммы щелочей (5,43—8,30%). Соотношение Na_2O/K_2O колеблется в пределах (< 1 и > 1). В целом породы высококалиевые и по классификационному признаку относятся к латитовому ряду.

Породы данной формации являются отчетливо рудоносными и геохимически специализированными на редкие и благородные элементы.

В Северном Тянь-Шане (Муюнкумо-Наратская, Челико-Кеминская, Киргизско-Терскойская зоны) габбро-монцонит-сиенитовая формация включает два комплекса гипабиссальных тел (кокмойнокский и кыртабылгинский S_3-P_1). Они находятся в тесной пространственной и, вероятно, генетической связи с верхнекарбон-пермскими вулканитами ашукольторской свиты, приуроченной к линии скрытого глубинного разлома (вулканогенного шва) северо-восточного "анти Тяньшаньского" направления.

Интрузивы в основном контролируются магмаподводящими широтными структурами — важнейшей структурной линией Тянь-Шаня (линия Николаева), приурочены к шовным прогибам и глубинным разломам, окаймляющим срединные массивы (Чуйский и Иссык-Кульский) (рис. 57). Размеры интрузий варьируют в широких пределах от долей до 80—100 км², но наиболее распространены гипабиссальные тела — 1—10 км². Возраст пород формации определяется по прорыванию Кокмойнокским массивом эффузивов ашукольторской (S_3-P_1) свиты и прорыванием пород упомянутого массива позднепермскими аляскитами. Для интрузивных массивов характерна грубая концентрическая зональность (Кокмойнокский, Кенсуйский массивы). Она выражена сменой пород с нарастающей кислотностью от краев к центру интрузий: субщелочные габбро-монцониты—кварцевые монцониты—сиениты, граносиениты вплоть до гранитов. Между пересеченными породами существует как постепенные переходы, так и интрузивные контакты. Интрузивные комплексы многофазные (Кенсуйский, Кокмойнокский и др.) и гомодромные.

Наиболее основной член ряда — биотитовое габбро — обладает офитовой структурой и сложено (в %): оливином — 6—12, клино-

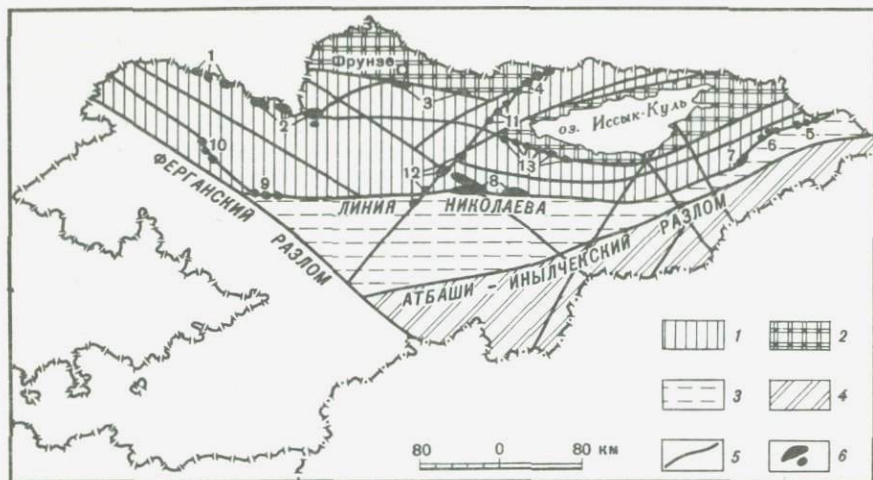


Рис. 57. Схема размещения интрузивных комплексов монзонит-сиенитовой формации в Тянь-Шане (по Л.И. Соломовичу)

1 — каледонская складчатая система Северного Тянь-Шаня; 2 — срединные массивы каледонид; 3 — каледонско-герцинская складчатая система Срединного Тянь-Шаня; 4 — герцинская складчатая система Южного Тянь-Шаня; 5 — главнейшие глубинные разломы; 6 — интрузивы (цифры на схеме) ниже-среднедевонские: 1 — Алмалинский, 2 — Каракистанский, 3 — Кызылсууский, 4 — Джилярарский; средне-верхнекаменноугольные: 5 — Адырторский, 6 — Кенсуиский, 7 — комплекс Моло, 8 — Сонкульско-Коктурпакский, 9 — Шаматорский, 10 — Курганский, 11 — Кырталбылгинский, 12 — Каракечинский, 13 — Кокмойноковский

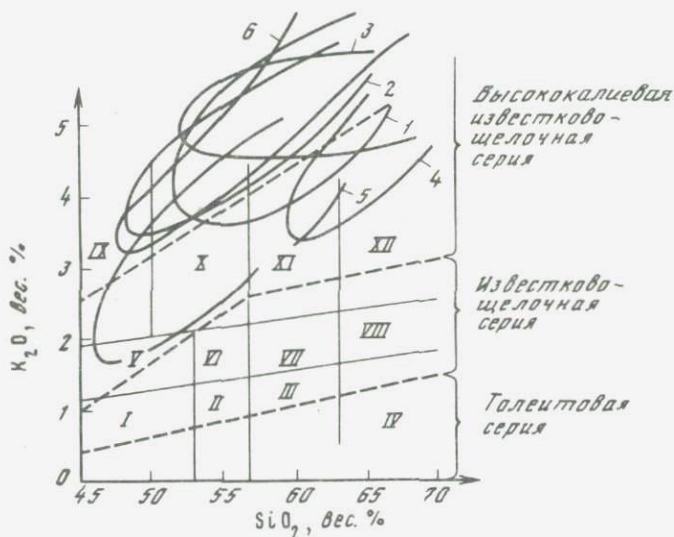


Рис. 58. Поля составов пород монзонит-сиенитовых комплексов Тянь-Шаня, на классификационной диаграмме (по Д. Маккензи—Б. Чаппелю и по Д. Уайтфорду и др.)

Поля составов пород (I—XII) см. рис. 55. Интрузивы: 1 — Кокмойноковский, 2 — Кенсуиский, 3 — Адырторский, 4 — Кызылсууский, 5 — Кырталбылгинский; 6 — Курганский

пироксен — 5—16, биотитом — 4—10, лабрадором — 60—70, калиевым шпатом — 2—5, кварцем — 1—2. Наиболее кислые производные граносиениты и граниты характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой и состоят (в %): из калиевого полевого шпата — 30—50, олигоклаза — 20—30, кварца — 15—25, биотита — 5—8, роговой обманки — 1—2. Преобладающими породами являются монцониты и кварцевые сиениты. Всем породам свойственны порфиридные структуры, которые в небольших массивах близки к порфиристым. Типичны реакционные взаимоотношения между цветными минералами, свидетельствующие о неравновесных условиях кристаллизации. В биотитовых габбро по схеме оливин—магнетит—биотит; в монцонитах — оливин—пироксен—роговая обманка; в сиенитах — пироксен—роговая обманка—биотит.

Специфической чертой химизма всех пород от габбро до граносиенитов является повышенная щелочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,32\%$) при ведущей роли калия ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$), умеренные al' (2,23), f' (7,65), что сближает их с латитовыми сериями (рис. 58). Редкоэлементный состав кокмойнокского комплекса, как и формация в целом, характеризуется повышенными относительно кларка содержаниями Ni, Co, Cr, V, Cu, Mo, Pb и редких земель.

Кыртабылгинский комплекс отличается от кокмойнокского отсутствием ранних габброидных членов серии и не столь ярко выраженной зональностью строения интрузивных тел, а также более близкой поверхностными (субвулканическими) условиями формирования. Это подчеркивается широким развитием пород субэффузивного и даже эффузивного облика.

Шаматорский массив находится в Северном Тянь-Шане в зоне линии Николаева, вытянут субширотно на 25 км при ширине 2—6 км. Сложен среднезернистыми, реже мелкозернистыми сиенитами, занимающими около 75% его площади. В краевых частях массива отмечаются монцогаббро и монцодиориты, прорываемые нефелинсодержащими сиенитами. Минеральный состав их (в %): калиевый полевой шпат — 74; плагиоклаз — 1; нефелин — 0,4; биотит — 1,4; роговая обманка — 0,6 и эгирин-авгит — 0,2. К этой формации относятся также множество штоков (Кумбельсайский, Салыкский, Кызыл-Дупкурский, Ичкесуйский, Аксуйский и др.), расположенные в пределах различных разрывных нарушений и пространственно связанные с сиенитовыми интрузивами.

Петрохимические параметры пород аналогичны кокмойнокскому комплексу и составляют ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,74\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$, $al' > 1$, $f' = 13,84$), что соответствует латитам (см. рис. 58).

Формация субщелочных и щелочных базальтоидов

Эта формация объединяет синхронные продукты магматизма субщелочного и щелочного составов, проявившиеся как в вулканической, так и интрузивной формах, создавая сложные по составу и строению вулканоплутонические ассоциации.

Наиболее интенсивно позднепалеозойский щелочно-базальтоидный

вулканизм проявился в западной части Срединного Тянь-Шаня и в Таласо-Каратауской зоне Северного Тянь-Шаня.

В первой в грабен-синклинальных вулканотектонических структурах (Бадамская, Уинская, Кулосьинская, Чилтенская и др.), приуроченных к зоне Кумбель-Угамских разрывов, локализованы пермские комагматичные вулканогенные породы абсарокито-шошонитового ряда — меланократовые щелочные базальты, щелочные и субщелочные лейцитосодержащие трахиандезиты. В приграничной области, в Таласо-Каратауской зоне, Машатский тектоно-вулканогенный грабен выполнен щелочно-габброидным пермским вулканоплутоническим комплексом субширотного простиранья.

На хр. Каратау щелочные породы представлены только в интрузивной форме — небольшими щелочно-ультраосновными штоками (Кулантау, Ишланди и др.), сложенными пироксенитами, тералитами, эссекситами, шонкинитами, мельтейгитами, нефелиновыми сиенитами) и дайками лампрофиров (минетты). Породы тяготеют к разрывам главного Каратауского разлома, т.е. к границе между каледонидами хр. Малого Каратау и герцинидами хр. Большого Каратау.

По своему химическому составу лампрофиры близки меланократовым щелочным габброидам Кулантауского массива хр. Юго-Восточного Каратау и шонкинитам Ирисуйского массива хр. Западно-Таласского Алатау.

Даубабинский комплекс щелочных базальтоидов локализован в центральной части одноименной грабен-синклинали, где занимает площадь около 120 км² и тяготеет к разрывным дислокациям, оперяющим зону глубинного разлома — линию Николаева.

Каиндинский и Ирисуйский (2,2×4,0 км) интрузивы являются типичными субвулканами (вулканоплутонами). Они сложены псевдолейцитовыми и биотитовыми пироксенитами, монцонитами, шонкинитами, фергуситами, меланократовыми щелочными сиенитами [62].

Среди эффузивов выделены два ряда пород (общая мощность 200—600 м): щелочной — пироксеновые эпилейцитофиры и эпилейцититы, эпилейцит-нефелиновые трахиты и фонолиты; субщелочной — трахибазальты, латиты, меланократовые и щелочные трахиты, трахиандезиты, трахилипариты и их пирокласты. Субщелочные породы параллелизуются с абсарокито-шошонитовой серией.

Вслед за щелочно-базальтоидным комплексом здесь же формируются малые тела и пояса даек монцонит-сиенитовой формации.

Возраст комплекса определяется прорыванием интрузиями известняков нижнего карбона. Цифры абсолютного возраста — 270—280 млн лет для щелочных габброидов Ирису и 340±10 млн лет для биотитовых пироксенитов Каинды. Н.В. Еремеев (1984) на основании определения абсолютного возраста биотитов из этих пород датирует их формирование в узком интервале времени (340—302 млн лет), что соответствует С₂₋₃.

Массивы Ирису и Каинды сложены породами трех интрузивных фаз: 1) щелочные пироксениты и псевдолейцитовые шонкиниты, 2) пироксен-биотитовые монцониты и сиениты; 3) пироксен-роговообманковые шонкиниты и сиениты.

Пироксениты (Еремеев, 1984) представлены флогопитовыми, флогопит-магнетитовыми и ортоклазовыми разностями. Они сложены (в %): салитом — 75—85, железистым флогопитом — 10—25, магнетитом — 5—10 и апатитом — до 4. Шонкиниты (псевдолейцитовые и нефелин-содержащие разности) — пятнисто-такситовой текстуры. Парагенезис породообразующих минералов следующий: авгит—салит+оливин+псевдолейцит+ортоклаз+биотит+магнетит+апатит. Позднемагматическая наложенная минерализация: гастингсит+биотит+плагиоклаз+сфен+апатит+пирит. Монзониты — мелкозернистые, структура монзонитовая. Парагенезис минералов: ортоклаз+плагиоклаз (An_{25-50}) + авгит+оливин+гастингсит+биотит+апатит+магнетит+циркон. Сиениты — крупно-среднезернистые с гипидиоморфной структурой. Они сложены ортоклаз-пертитом (55—80%) и редко содержат плагиоклаз (An_{20}), авгитом, гастингситом, биотитом, апатитом, магнетитом и сфеном.

Ниже приводится описание щелочных и субщелочных эффузивов даубабинской свиты. Эпилейцитовые фонолиты содержат микровкрапленники ортоклаза, олигоклаз-андезина, салита и оливина, а основная масса — девитрифицированное стекло с отдельными микролитами ортоклаза, измененного лейцита и биотита. Характерны постмагматические изменения вулканитов: карбонатизация, пропилитизация с хлоритом, гематитом, цеолитами и сульфидами железа. Этими же минералами выполнены миндалины. Лейцит заменен желтоватым изотропным анальцимом и ортоклазом. Более поздний парагенезис минералов, замещающих лейцит, — кальцит, хлорит, цеолиты, гидроксиды железа.

Эпилейцитовые оливиновые тефриты сложены макро- и микровкрапленниками салита, оливина, биотита, плагиоклаза — битовнита, редко ортоклазом и гиалофаном (с содержанием окиси бария 6,15%), измененным лейцитом, магнетитом и апатитом. Основная масса сложена этими же минералами и вулканическим стеклом, образуя оцеларово-микролитовую или гиалопелитовую микроструктуру. Характерны отдельные гломеро-порфировые сростки вкрапленников измененного лейцита. Эпилейциты сложены фенокристами измененного лейцита и салита, а основная масса — девитрифицированным вулканическим стеклом с микролитами лейцита, салита и мелкими миндалинами. Биотит распространен в виде вкрапленников и в меньшей мере — в основной массе. Он относится к титанистому биотиту (4,8—6,3% TiO_2) с повышенным содержанием бария (1,5—2,5%) и натрия (0,6—0,8%).

Апатит (1—4%) в эпилейцитовых порфиритах представлен несколькими генерациями: микровкрапленниками, включениями во вкрапленниках клинопироксена, биотита и мелкими кристаллами в основной массе. Магнетит — с незначительными содержаниями титана и марганца. Постмагматические парагенезисы минералов эпилейцитовых вулканитов: калиевый полевой шпат, ортоклаз, альбит, лепидомелан, мусковит, эпидот, хлорит, филлипсит, анальцим, кальцит, пирит.

В пикритах вкрапленники представлены оливином (Φa_{10}) и магнетитом, обогащенным хромом. Основная масса (60—75%)

микролитовая и сложена авгитом, оливином, магнетитом, плагиоклазом (An_{45-70}).

В щелочных и оливиновых трахибазальтах вкрапленники представлены плагиоклазом (An_{40-45}), салитом, оливином, биотитом, магнетитом, апатитом. Основная масса (60%) микролитовая, гиалопелитовая и сложена лейстами плагиоклаза (An_{40-50}), калиевого полевого шпата, салита и магнетита.

Фенокристаллы ортоклазовых трахибазальтов — таблитчатый ортоклаз. Основная масса породы микролитовая, сложенная цеолитами, кальцитом и хлоритом.

Описываемые породы по петрохимическим параметрам близки к шошонитам, их разновидностям и высококалиевым трахидолеритам. Они отличаются от других видов пород семейства субщелочных базальтов—трахибазальтов высокими содержаниями K_2O ($> 3\%$) при низком значении отношения Na_2O/K_2O (< 1). Рассматриваемые породы в большинстве случаев являются высокоглиноземистыми ($al' > 1$). По основности среди них выделяются как меланократовые ($f' = 14 \div 22$) — абсарокиты и более лейкократовые ($f' = 9 \div 14$) шошониты. Т.В. Молчанова (1966) отмечает, что эффузивные серии Машатской впадины по химизму отвечают абсарокиту, который хорошо сопоставляется со средним составом шонкинитов Ирису. Средний состав пород интрузии Ирису соответствует калиевому габбро [50].

Средние химические составы латитовых пород даубабинского вулканоплутонического комплекса, а также их важнейшие петрохимические характеристики почти тождественны, как и всех субщелочнобазальтоидных образований Среднего и Северного Тянь-Шаня, петрохимическому составу шошонитовых формаций Курило-Камчатского региона и Урала (рис. 59, см. рис. 55). Они, как правило, ассоциируют с одновозрастными щелочными образованиями калиевой серии — лейцитовыми тефритами, псевдолейцититами, лейцитовыми шонкинитами, ортоклазовыми габброидами.

В северной части Кумбель-Угамских разрывов (хр. Каржантау и юго-западные отроги Чаткальского хребта) щелочные базальтоиды имеют широкое развитие [76].

По условиям формирования среди щелочных базальтоидов различаются субвулканическая, жерловая и эксплозивная фации. Они образуют выходы, ориентированные в субширотном и субмеридиональном направлениях в виде линейно вытянутых субвулканических тел и трубкоподобных образований, повторяющих очертания вулканотектонических депрессий. Щелочные образования представлены абсарокитами, шошонитами, роговообманковыми трахиандезитовыми порфиритами, эпилейцитовыми порфиритами, трахитами и их туфами.

Субвулканическая фация — оливин-пироксеновые трахибазальтовые порфириты (абсарокиты). Это секущие межпластовые залежи мощностью от 25 до 250 м и протяженностью около 5—6 км. В плотной основной массе присутствуют беспорядочно ориентированные фенокристаллы черно-зеленого пироксена.

Фенокристы — авгит-идиоморфные, зональные, короткостолбчатые или слегка вытянутые кристаллы, оливин- ромбовидной и округлой

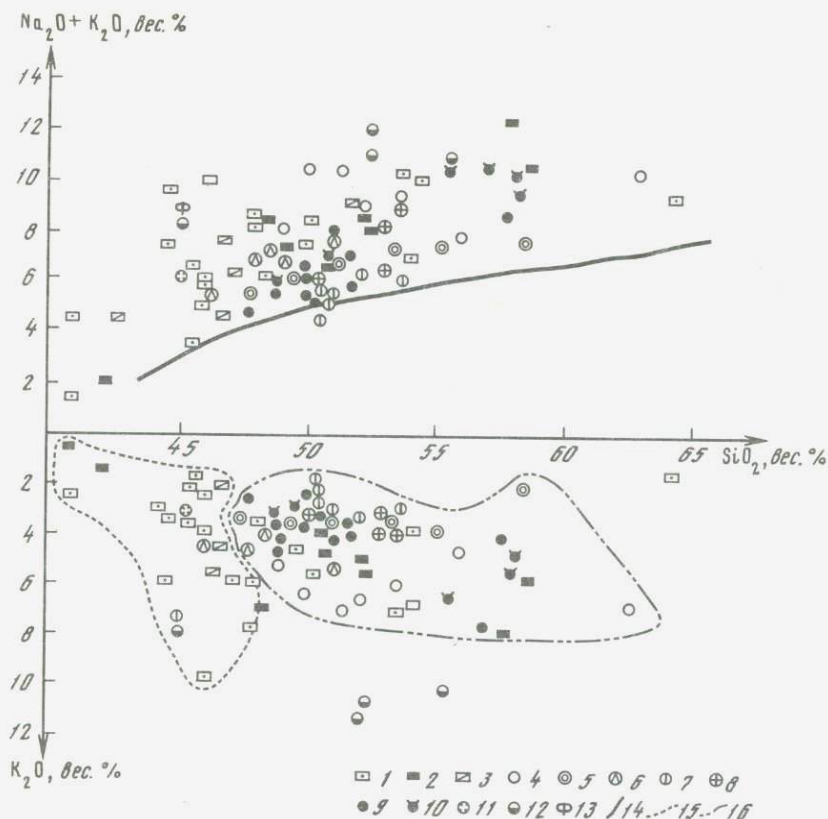


Рис. 59. Петрохимическая диаграмма составов калиевых щелочных базальтоидов и габброидов Срединного Тянь-Шаня

1 — щелочные базальты Даубабы, 2 — щелочные габброиды Ирису, 3 — кулосьинские сиенит-эссексит-шонкиннитовые интрузии, 4 — шошониты Бадамского грабена, 5 — шошониты Уинского грабена, 6 — шошониты Чилтенского грабена, 7—8 — мегаплагиофировые трахибазальты Кассансайского, Гавасайского грабенов (7) и Кумлай-Коксарекской депрессии (8), 9 — шошониты Камчатки и Курил, 10 — калиевые базальты-трахиандезиты-трахиты Урала и Кавказа, 11 — лейцитовые базальты Восточно-Африканской рифтовой зоны, 12 — лампроиты орендитового ряда, 13 — фергусит-порфиры Памира, 14 — граница составов пород нормального и субщелочного ряда; поля щелочно-базальтоидных пород: 15 — западно-таласского комплекса, 16 — каржантау-кураминского комплекса

формы; по нему развиваются бледно-зеленоватый серпентин, карбонат и рудное вещество.

Основная масса имеет тонкозернистую и микролитовую структуру. Она состоит из лейст (0,2—0,3 мм) плагиоклаза (An_{50-100}), зерен (0,05—0,1 мм) титан-авгита и небольшого количества ксеноморфных зерен калиевого полевого шпата и скоплений рудного вещества.

Выделены три разновидности трахиандезитовых базальтов (шошонитов): пироксено-плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые и флюидално-порфировые эпилейцитовые породы, содер-

жащие в сиреневой плотной основной массе крупные (1—2 см) хорошо образованные таблитчатые вкрапленники полевого шпата.

Вкрапленники — плагиоклаз (An_{30-45} , An_{21-30}), авгит, оливин, полностью замещенный агрегатом хлорита, кальцита и серпентиноподобного вещества, а также амфибол — керсутит. Среди акцессорных минералов преобладает фтор-апатит (до 1—1,5%). Основная масса (42—45%) — трахитоидная, микролитовая, витрофировая — состоит из лейст калиевого полевого шпата, микролитов плагиоклаза, пироксена, вулканического стекла. Отмечаются округло-полигональные разрезы эпидейциты (0,01—0,02 мм).

Жерловая фация представлена трубкоподобными телами с дайкообразными субвулканическими ответвлениями. Они имеют овальные вытянутые вдоль разломов формы (200×80 м) и сложены афировыми и порфиrowыми эруптивными туфобрекчиями лейцит-ортоклазовых базальтов. Среди афировых ксенолитов встречаются гранулитоподобные образования с кроваво-красным гранатом, с типичной келефитовой оболочкой, характерной для пироба—альмандин. Эти вулканические аппараты в вертикальном разрезе имеют конусообразные очертания. Контакты их с вмещающими породами крутые, четкие, с зонами закалки до 0,3 м.

Особенность жерл — повышенное количество обломочного (0,1—0,6 см) материала в приконтактных зонах и увеличение размеров обломков от периферии к центру (0,2—0,5 м), сложенному эруптивными брекчиями и туфобрекчиями порфиrowых и афировых разновидностей лейцит-ортоклазовых базальтов, сцементированных пирокластикой с брекчиевидной текстурой.

Псевдолейцитовые тефриты, слагающие жерла, характеризуются наличием авгита (18,9%) и псевдолейцита (9,4%) в порфиrowых выделениях и стекловатой основной массы, интенсивно пропитанной рудным веществом. Количественно-минералогический состав их следующий (в %): основная масса — 61, псевдолейцит — 9,4, пироксен — 18,9.

Характерной петрохимической особенностью описываемых образований является четко выраженная калиевая специализация и относительно низкая титанистость, железистость, а также существенное обогащение их фтором, барием, стронцием, фосфором и редкими щелочами.

Эти данные позволяют сопоставить описываемый каржантауский комплекс с аксу-бадамским лейцит-базальтоидным комплексом Таласского Алатау (см. рис. 55, 59) и Кураминской зоны. Отличительные их особенности состоят в следующем. Кулосьинские и Чилтенские субщелочные вулканы являются умеренно глиноземистыми ($a' < 1$) и наиболее фемическими ($f' = 16 \div 15$), а остальные — высокоглиноземистыми ($a' > 1$) и менее фемическими ($f' = 10 \div 13$). Среди них наиболее калиевыми являются бадамский, кулосьинский и чилтенский комплексы субщелочных базальтов. По этому и другим петрохимическим параметрам они очень хорошо сопоставляются с абсарокито-шошонитовой формацией Курило-Камчатского региона и Урала [50].

В южной и юго-западной части Кураминской зоны также широко развиты породы латитовой ассоциации. Они представлены основными (трахибазальты—шошониты), средними (трахиандезиты—латиты) и кислыми (трахилипариты — калиевые дациты, калиевые липариты; граносиенит-порфиры-монцограниты) разностями. Причем наибольшим распространением пользуются средние и кислые образования.

Основные разности латитовых пород (площадь 250 км²) преимущественно локализованы в линейных грабенах и приразломных депрессиях (Кассанская, Такелийская, Чадакская, Кумлай-Коксарекская и др.).

Возраст вулканитов по органическим остаткам определяется как сакмарский, данные абсолютного возраста 265±9 млн. лет. Наиболее полный разрез базитов сохранился в Кассанском грабене (1560 м); в остальных участках видимая мощность оценивается в 640—1050 м.

Среди пород преобладают пирокластические (46—51,5%) и эффузивные (20—40%) с подчиненным содержанием осадочных (11,5—28%). Петрографический состав вулканитов представлен базальтами, трахибазальтами и андезито-базальтами (32—33%), андезитами и трахибазальтами (52—80%), редко трахитами (3—5%). Коэффициент explosивности 59—74% в Кассанском, Такелийском грабенах.

Базальты образуют системы маломощных покровов или субвулканических тел. Среди них выделяются плагиоклазовые, плагиоклаз-пироксеновые и двупироксеновые разности. Вкрапленники представлены плагиоклазом, пироксеном, оливином. Состав плагиоклазов соответствует лабрадору (An_{75-78} до An_{58-65}), реже представлен битовнитом (An_{84-88}). Пироксены представлены авгитом и гиперстеном. Состав авгита варьирует во всех разновидностях незначительно: Wo_{38-43} ; En_{33-44} ; Fs_{16-19} . Гиперстен (Fs_{29} , En_{71}) присутствует только в двупироксеновых базальтах. Оливин — разложенный, замещен серпентином, магнетитом. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза. Акцессорные минералы: титаномагнетит, апатит, ильменит, сфен, циркон, иоцит, пирит, гранат, муассонит, халькопирит, флюорит и др.

Трахибазальты представлены силлообразными (1—10 км × 30—200 м) субвулканическими телами и штоками (100×400 м). Обладают порфировой структурой. Вкрапленники представлены плагиоклазами, состав которых отвечает лабрадору и андезину (An_{43-50} до An_{50-56}), авгиту (Wo_{43-46} , En_{38-39} , Es_{18-19}) и оливиону. Структура основной массы интерсертальная, микролитовая в комбинации с микропойкилитовой. Она сложена щелочным полевым шпатом (1—3%) с вростками кварца, плагиоклаза, псевдоморфозами по пироксену и пылеватыми выделениями магнетита.

Андезито-базальты слагают покровы, реже субвулканические тела, имеют порфировую структуру. Основная масса — микролитовая, гиалопилитовая. Вкрапленники представлены плагиоклазом (An_{50-60} до An_{46-22}), авгитом, редко гиперстеном (Fs_{28} , En_{72}). В незначительном количестве присутствует опациitized роговая обманка и биотит, представленный оплавленными чешуйками.

Андезиты преобладают над другими типами пород, обычно слагают покровы, субвулканические и силлообразные тела. Структура пород порфировая, а основной массы — микролитовая, гиалопилитовая. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, частично разложенными темноцветными минералами. Вкрапленники представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, реже роговой обманкой, биотитом, иногда оливином. По разнообразию цветных минералов выделяются пироксен-роговообманковые, роговообманковые, роговообманково-биотитовые разности андезитов. Плагиоклаз во всех разновидностях представлен An_{42-52} до An_{40-45} , авгит (Wo_{42-44} , En_{39-40} , Fs_{18-19}). Роговая обманка и биотит наблюдаются в незначительных количествах.

Трахиандезиты образуют лавовые потоки, экструзивные, субвулканические тела. Структура пород порфировая, основная масса микропойкилитовая с элементами микролитовой. Состоит она из микролитов плагиоклаза с пониженной основностью (до альбита) и микрозерен калишпата (12—15% от общего объема). Вкрапленники представлены: плагиоклазом, пироксеном, роговой обманкой, биотитом, калиевым полевым шпатом. Плагиоклаз преобладает среди вкрапленников и представлен (An_{48-52} , до An_{30-35}), пироксен представлен авгитом (Wo_{43-44} , En_{42-43} , Fs_{14-15}).

Трахиты образуют экструзивные и субвулканические тела. Структура порфировая, основной массы — криптопойкилитовая с элементами трахитовой. Она состоит из щелочного полевого шпата с вростками кварца, немногочисленными микролитами плагиоклаза, отдельные зерна которого альбитизированы. Среди вкрапленников наблюдается частично альбитизированный плагиоклаз (An_{28-34}). Вкрапленники калиевого полевого шпата частично каолинизированы с образованием в отдельных участках зерен шахматного альбита.

Анализ петрохимического материала показывает, что базальты характеризуются высоким содержанием SiO_2 (50,23—59,68%), высокой щелочностью (Na_2O+K_2O — 5,60—7,10%), $Na_2O/K_2O = 1$, $a' = 1,77$. Соответственно они обеднены MgO и CaO . По этим признакам вулканы относятся к субщелочной серии, но по ряду признаков приближаются к известково-щелочной. Особенно близки к последним базальты Чадакской и Кумлай-Коксарекской приразломных депрессий. Вулканы Кассанского, Такелийского грабенов обладают более ярко выраженными чертами субщелочной серии, на что указывает высокое содержание ΣFe и низкое содержание Al_2O_3 .

Среди андезитов выделяются две группы: андезитовая и трахиандезитовая. Отличаются они по сумме щелочей, которая в трахиандезитах достигает 7,6—8,6%, а в андезитах 5,0—6,0%. Эта группа пород отличается повышенным содержанием SiO_2 , суммы щелочей и преобладанием K_2O над Na_2O .

По этим химическим особенностям описываемые образования относятся к шошонито-латитовым базальтам и андезитам (см. рис. 55, 56).

Анализ распределения средних значений элементов-примесей показывает, что для базальтов и трахибазальтов приразломных

депрессий характерны вышекларковые содержания (в г/т): Li — 33—50; Rb — 84—104; Cs — 3,4—4,7; F — 318—345; сидерофильные элементы имеют нижекларковое значение (в г/т): Cr — 16—21; Ni — 13—23; Co — 10—16, за исключением трахибазальтов Касанского грабена, где Cr — 250—270; Ni — 115—130. Содержание элементов-примесей сидерофильной и литофильной групп для андезитов, трахиандезитов в целом близки к уровню концентрации этих элементов в базальтах и трахибазальтах описываемой формации.

Кислые вулканы латитовых комплексов (общая площадь 1250 км²) в Кураминской зоне сконцентрированы в системе кольцевых вулкано-тектонических структур (Кугалинская, Кызылнуринская, Чилтенская, Карабашская, Гавасайская и др.) с широким развитием пород эффузивной, интрузивной и жильной фаций. Они объединяют породы оясайской, кызылнуринской и равашской свит, а также многочисленные субвулканические и экструзивные тела (Бабайтагский, Самгарский, Кызылнуринский), площадь их колеблется от десятков до нескольких сотен квадратных километров.

Их возраст по флоре датируется рамками ранней перми. Первая, наиболее мощная фаза кислого вулканизма в Чаткало-Кураминском регионе, характеризующаяся образованием полей кислой пирокластики, датируется 270—290 млн лет, а вторая, существенно-экструзивно-субвулканическая фаза, характеризующаяся массовым внедрением экструзий, датируется 250—260 млн лет (К-Аг метод).

Отмеченные вулкано-тектонические депрессии приурочены к зонам глубинных Кумбель-Угамских разломов и особенно к местам их пересечения. Для них характерны следующие особенности: кольцевые, изометричные формы; ограниченность краевыми, кольцевыми разломами; увеличение мощности осадков от краев к центру депрессий; консолидационный характер.

Рассматриваемые эффузивы относятся к категории однородных, так как сложены преимущественно кислыми вулканидами (85—90% от общего объема формации) при подчиненном значении средних (5—6%) и основных разностей (0,5—2%). Кислые вулканиды представлены игнимбритами, разнообразными литовитрокластическими туфами, сферолоидами, липаритами, которые описываются по [31].

Игнимбриты — одна из наиболее распространенных групп пород. Общий сохранившийся объем их в вулкано-тектонических депрессиях региона колеблется от 0,8—0,9 до 441 км³ (в Чилтенской). Они образуют систему монотонных покровов, мощностью 35—60 м и состоят из осколков пород (6—10%), минералов (20—45, в среднем 38%), фьямме и стекловатого мезостазиа. Осколки минералов представлены (в %): кварцем — 8—3, слабоупорядоченным ортоклаз-криптопертитом и микроклином — 12—18, плагиоклазом нескольких генераций, состав которых колеблется от An_{18-20} до An_{35-42} — 6. Они нацело разложены цветными минералами, среди которых преобладает биотит (1,4—3). Акцессорные — магнетит, апатит, циркон, монацит, флюорит, торит, ураноторит, рутил, сфен и др.; вторичные — хлорит, серицит, алуниит, тридимит, карбонат.

Липариты в большинстве случаев слагают различной величи-

ны субвулканические и экструзивные тела. Редко образуют монотонные покровы незначительной протяженности (от 10—20 до 50 м). Они состоят из кварца (10—18%), слабоупорядоченного калий-натриевого полевого шпата ($\Delta S = 0,4 \div 0,6$), высокотемпературного плагиоклаза двух генераций: An_{35-40} и An_{28-25} . Биотит в липаритах разложен, а в сохранившихся участках соответствует гистонит-сидерофиллиту. Для рассматриваемых пород характерна массивная, сложнофлюктуационная, флюидальная текстуры со слабо раскристаллизованной криптокристаллической, микропойкилитовой, сферолитовой основной массой.

Обсидианы в рассматриваемой формации встречаются в незначительных масштабах (бассейны рек Агата, Ташкескен). Это смолистое-черные, реже коричневатые породы со слабофлюидальной текстурой. Стекло местами слабо девитрифицировано.

Субвулканическая фация рассматриваемой формации сложена гранит-порфирами и граносиенит-порфирами. Первые из них слагают глубокоэродированные части массивов и представлены средним плагиоклазом — 18—20%, максимальным микроклин-микропертитом или триклинным ортоклазом — 25—30%, биотитом и небольшим количеством обыкновенной роговой обманки. Основная масса гранит-порфиров характеризуется микрогранитовой, микропегматитовой структурой, нередко миароловой текстурой и состоит из триклинного высокого ортоклаза высокотемпературной модификации (редко встречается и сандин), олигоклаза и кварца.

Граносиенит-порфиры и сиенит-порфиры (чилтенский комплекс) обладают редкопорфировой текстурой, микрогранитовой, микрографировой, микропегматитовой структурой основной массы. Породы состоят из вкрапленников кислого и основного плагиоклаза (An_{12-15} и An_{80-40}) (10—12%), калий-натриевого полевого шпата (30—35%), кварца (8—10%) и цветных минералов, представленных амфиболом и биотитом.

Средний химический состав кислых пород рассматриваемой ассоциации показывает высокое содержание калия и высокий (>1) коэффициент окисленности железа (SiO_2 — 68,70%, Na_2O+K_2O — 9,19%, Na_2O/K_2O — 0,61, al' — 3,30). Эти петрохимические параметры позволяют отнести описываемые вулканы к латито-тосканитовой серии (см. рис. 55, 56).

Общая эволюция состава пород заключается в стремлении его к эвтектике. Внутри каждой фазы, о которых упоминалось выше, пирокласты по сравнению с экструзиями обогащены Fe_2O_3 , указывающей на богатство летучими первыми и сравнительную дегазированность вторых; неуклонное обогащение пород K_2O в ходе эволюции приводит к образованию небольшого объема командитов (гора Каракушхана).

Общей особенностью пермских основных и кислых вулканитов латито-шошонитовой ассоциации являются: близкие петрогеохимические характеристики — повышенная щелочность, преобладание калия над натрием; присутствие бария, стронция, золота, флора; наличие глубинных и высокотемпературных аксессуаров — иоцита, муассонита, граната и др. и "сквозного" андезина.

С латитовым магматизмом связаны месторождения, флюорита, полиметаллов и других полезных ископаемых, вероятно формировавшиеся на различных этапах дегазации материнского очага [76, 77].

В Муюнкумо-Наратской и Киргизско-Терской зонах развита вулканогенная толща, имеющая трахибазальт-трахиандезит-липаритовый состав (ашукольторская, белетукская, келемчинская, коксайская, шаркратлинская свиты S_3 — P_1).

Вулканы этой толщи образуют ряд обособленных блоков, вытянутых в северо-восточном и субширотном (вдоль линии Николаева) направлениях. Возраст пород определен по положению их в разрезе, находкам флоры и данным абсолютного возраста, а также фиксацией прорывания ими пород Кокмойнокского массива (315 млн лет), как верхнекарбонный—пермский.

Они приурочены к жестким структурам областей завершённой складчатости. Вулканы толщи подразделены на три пачки. Нижняя сложена трахиандезитами и трахибазальтами с незначительным развитием лавобрекчий и пирокластов того же состава (100—800 м); средняя — мощностью от 100 до 1000 м — сложена трахиандезитами, дацитами, риолитами, горизонтами туфов и туфобрекчий соответствующего состава; верхняя по составу пород сходна с нижней. Покровы генетически связаны с трещинными экструзиями (4—6 × 1,0 км) и субвулканическими интрузиями трахиандезитового, трахидолеритового, сиенит-порфирирового, андезитового, дацитового и риолитового составов, которые имеют небольшие размеры и крутые контакты.

Среди перечисленных пород преобладают порфириновые разновидности. Порфириновые выделения составляют 30—70% породы и представлены плагиоклазом (An_{20-60}), оливином, моноклинным пироксеном, кварцем, калиевым полевым шпатом, реже отмечаются амфибол и биотит. Основная масса базитов гиалопелитовая, пилотакситовая или интерсертальная, а в более кислых разновидностях — трахитовая, аллотриоморфнозернистая и пойкилитовая.

По химическому составу породы образуют непрерывную серию в интервале содержаний SiO_2 — 48—70%. Наиболее распространенные мафические разновидности пород соответствуют трахибазальтам—трахиандезитам типа банакита, шошонита. Их общей особенностью является: высокая щелочность и недосыщенность кремнеземом (в нормативном составе появляется нефелин); преобладание калия над натрием, окисного железа над закисным; нормальная титанистость (TiO_2 — 0,2—1,38%); умеренные содержания железа. При переходе от трахибазальтов к трахиандезитам в породах отмечается рост Al_2O_3 и падение ΣFe , что характерно для боуэновского типа дифференциации.

Аналогами описываемых пород в Чаткало-Кураминском регионе являются пермские вулканы латито-шошонитовой ассоциации.

Лейкогранитовая формация

Ареал интрузий лейкогранитовой формации пермского возраста развит во многих структурно-формационных зонах Тянь-Шаня. Пермские интрузии лейкогранитов, как и девонские, отчетливо контролируются крупными разломами широтного, северо-восточного и северо-западного направлений, вдоль которых они образуют цепочки.

В Северном Тянь-Шане лейкограниты распространены в Западном Прииссыкулье (Ачикташский, Кичикеминский, Утасский, Магтыгульский массивы), в хр. Терсей Алатау (Дунгурминский, Учкашконский и другие массивы). Радиологический возраст, определенный калий-аргоновым методом, для Ачикташского массива составляет 260—286 млн лет и для Керегеташского — 265—285 млн лет.

Морфология интрузий трещинообразная (1—3×26; 1,7×20 км), подчеркиваемая их резкой вытянутостью вдоль магмоподводящих разломов. Характерны также изометричные штоки размерами от долей до 8—10 км².

Интрузивам свойственно двухфазное строение. Главная фаза — среднезернистые порфиридные лейкограниты и аляскиты, вторая — мелкозернистые аплитовидные граниты, аляскиты и гранофировые аляскиты. Последние образуют мелкие штоки, дайкообразные и неправильные тела среди гранитов главной фазы.

Вулканы, комагматичные пермским лейкогранитам, не известны. Однако приповерхностный характер интрузивов прекрасно подчеркивается широким развитием порфировой структуры в эндоконтактах наличием миаролитовых текстур и трубчатыми телами взрывных брекчий с магматическим гранофировым и гидротермальным (полевошпатовым) цементом (Кичикеминский массив).

Набор пород, за исключением щелочных гранитов, аналогичен девонским. Это лейкограниты, субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты и аляскиты, которые по петрографическому составу и химизму идентичны девонским, отличаясь лишь видовым составом аксессуаров: магнетит, циркон, торит, флюорит, пироклор, гадолинит, самарскит, фергусонит, молибденит, касситерит, топаз, турмалин, флюорит.

В Среднем Тянь-Шане пермские лейкограниты слагают интрузии арашанского и алмасайского комплексов, развитые в Чаткальской зоне. Это крупные дискордантные трещинные и неправильной формы тела: Арашанский (220 км²), Туокский (120 км²) и ряд более мелких интрузивов (Саргардонский, Чепташский и др.) арашанского комплекса и Майдантальский, Манасский, Тушашуйский, Алмасайский, Кызылторский, Сокурбельский и др. — алмасайского. Калий-аргоновый возраст комплексов 255 и 264—285 млн лет соответственно. Массивы, как и в Северном Тянь-Шане, имеют двухфазное строение. Главная фаза представлена субщелочными биотитовыми гранитами, лейкогранитами, аляскитами и щелочными гранитами. Последние представлены гастингситовыми разностями и слагают фацию эндоконтакта. Дополнительную фазу образуют дайки, мелкие штоки и неправильные тела аплитовидных гранитов и гранит-порфиров.

Большую часть интрузивов слагают крупнозернистые порфировидные граниты, которые состоят из (в %): плагиоклаза — 11,7—22; калиевого полевого шпата — 40,9—46,2; кварца — 33,6—36,7; биотита — 2,5—4,2; аляскиты: плагиоклаз — 11,2; калиевой полевой шпат — 50,6; кварц — 35,6; биотит — 1,6. Акцессорные минералы представлены более 40 наименованиями, главные из которых сфен, апатит, циркон, циртолит, ортит, монацит, фергусонит, флюорит, турмалин, касситерит, колумбит.

Петрографический состав и химизм пород не отличается от соответствующих гранитов Северного Тянь-Шаня. Гипабиссальный характер интрузий подчеркивается главным образом широким развитием микролитовых текстур.

В Кураминской зоне лейкограниты слагают лакколитообразные тела, приуроченные к зонам глубинных (Кумбельский и др.) или кольцевых разломов, оконтуривающих вулcano-тектонические депрессии. На территории зоны зарегистрировано более 50 выходов лейкократовых гранитов. Среди них наиболее значительным являются Чаркасарский (50—60 км²), Шайданский (60 км²), Оби-Аштский (18 км²), Оясайский (10—12 км²) и Гудасский (12 км²) массивы. Общая площадь всех выходов лейкократовых гранитов составляет 150 км². Большинство из них имеют активные контакты с вулканитами трахибазальт-трахиандезитовой (P₁) и липаритовой формаций (P₁—P₂ (бассейны рек Камчик, Оясай, Куюнды и др.)). Таким образом, геологический возраст их определяется как после-нижнепермский; абсолютный возраст 244—270±3 млн лет (К-Аг метод).

Для названных интрузивов характерно нередко зональное строение. Так, краевые и апикальные части интрузивов сложены порфировидными биотит-амфиболовыми гранитами, гранит-порфирами, мелкозернистыми гранитами, а центральные — лейкократовыми гранитами, гранит-аплитами и аляскитами. Наиболее распространенными являются граниты и аляскиты.

В составе лейкократовых гранитов присутствуют более 40 акцессорных минералов, наиболее характерными из которых являются магнетит, ильменит, уранинит, флюорит, вольфрамит, берилл, гадолинит, фергусонит, муассонит, торит, касситерит и висмутин.

Главные петрохимические особенности интрузивов — повышенная щелочность (K₂O+Na₂O — 8,5%, при Na₂O/K₂O — 0,76), умеренная железистость, низкая известковистость и лейкократовость.

По содержанию Sn, W, U, Th, Nb, Ta, F породы относятся к редкометальному типу гранитов с развитием кварц-редкометалльной, медно-висмутовой, кварц-полиметаллической, кварц-флюоритовой и других типов минерализации.

В герцинидах Южного Тянь-Шаня лейкограниты развиты достаточно широко и образуют два типа, закономерно связанные с геотектонической позицией. Гранитоиды первого типа локализовались в относительно более жестких структурах ранних герцинид и по своим морфологическим особенностям (малые размеры, трещинный характер) отвечают верхним и средним уровням гипабиссальной фации. К ним относятся Комсомольский, Атджайляуйский, Майдадырский, Таш-

коринский, Иныльчекский, Суходольский массивы хребта Иныльчек (Атбаши-Хантенгрийская зона). В относительно менее жестких, только что консолидированных (к моменту внедрения) позднегерцинских складчатых структурах сформированы крупные штоки и батолитоподобные тела, отвечающие нижнему гипабиссальному уровню — Учкошконский, Пикертыкский, Сарыбулакский в Кокшаальском хребте.

В целом интрузивы контролируются узлами пересечения сквозных зон разломов субширотного и субмеридионального простирания, наложенных на герцинские и геосинклинально-складчатые комплексы. Пермский возраст интрузий обосновывается их интрузивным контактами с отложениями верхнего карбона (Учкошконский массив). Определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом по биотиту укладываются в интервале 270—326 млн лет. Интрузивы сложены порфировидными субщелочными биотитовыми гранитами, субщелочными двуполевошпатовыми лейкогранитами (преобладающий вид) и микроклин-альбитовыми лейкогранитами, между которыми возможны как постепенные переходы, так и рвущие контакты.

Аксессуары принадлежат к минералам редких и летучих элементов: циртолит, монацит, ксенотим, колумбит, касситерит, шеелит, вольфрамит, фенакит, молибденит, самородное олово, топаз, турмалин, флюорит.

Становление гранитных массивов сопряжено с интенсивным эманионным концентрированием летучих и редких элементов с образованием на заключительных этапах их формирования экзотических жильных ультраредкометалльных пород — онгонитов и эльванов. Наблюдаются мощные процессы взрывного брекчирования с формированием в предрудные этапы трубок взрыва (хр. Учкошконский) и взрывных даек (Суходол).

Намечаются две линии эволюции лейкогранитовых магм в Тянь-Шане. В Северном и Среднем Тянь-Шане лейкогранитовые комплексы эволюционируют в сторону моношпатовых аляскитов и щелочных гранитов, а в Южном — в сторону микроклин-альбитовых лейкогранитов вплоть до литий-фтористых порфиров—онгонитов. Это, по-видимому, связано с разной степенью метаморфизма пород стратисферы и зрелости континентальной коры (более высокой в Северном Тянь-Шане), из которой выплавлялись гранитные магмы.

Коровая, палингенная природа исходных расплавов подтверждается характером кривых распределения редкоземельных элементов в гранитах, где резко выражен европиевый минимум, нарастающий от ранней фазы к поздней.

Лейкограниты в целом характеризуются повышенными против кларковых содержаниями редких щелочей, бора, фтора, олова, вольфрама, бериллия и других редких элементов. Субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты Южного Тянь-Шаня по количественному редкометалльному составу близки геохимическому типу так называемых плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов (Л.В. Таунсон, 1977 г.), а микроклин-альбитовые лейкограниты этого региона

отвечают литий-фтористой фации, производными которой являются ультраредкометалльные онгониты. Моношпатовые аляскиты и щелочные граниты Северного Тянь-Шаня приближаются к геохимическому типу редкометалльных гранитов щелочного ряда (см. рис. 52). С ними связана редкоземельно-редкометалльная в Северном и оловянно-редкометалльная минерализации в Южном Тянь-Шане. В Южном Тянь-Шане интрузивы верхних гипабиссальных уровней — литий-фтористые лейкограниты — контролируют редкометалльно-вольфрам-оловянную минерализацию. Для интрузий нижних и средних гипабиссальных уровней характерно монометалльное оловянное и оловянно-полиметаллическое оруденение.

Формация щелочных и нефелиновых сиенитов

Породы этой формации известны в Киргизском, Джумгольском и Сусамырском хребтах Северного Тянь-Шаня. Наиболее крупными массивами являются Ортотокойский и Сандыкский.

Ортотокойский массив (200 км²) расположен в восточном окончании Киргизского хребта, в долине р. Чу и имеет в плане округлую форму.

Сандыкский массив расположен в восточной части Джумгольского хребта, на правом борту р. Суек. Относится к интрузиям трещинного типа, имеет форму треугольника (площадью 75—80 км²), приурочен к зоне разлома северо-западного простирания. Сложен среднезернистыми авгит-биотитовыми сиенитами I фазы, переходящими в приконтактной зоне в монцогаббро. Сиениты состоят (в %): из ортоклаза — 60—70, андезина — 15—20, диопсид-авгита — 10—15 и биотита — 5—10; в меланократовых разностях появляется оливин — 0,1—2. Состав монцогаббро (в %): K-Na полевой шпат — 30—40, авгит-допсид — 25—40, плагиоклаз (An_{40-50}) — 10—35, биотит — 5—15 и оливин — до 5. Ко II фазе относятся зональные штоки нефелиновых сиенитов. Внешние зоны их сложены нефелиновыми сиенитами следующего состава (в %): калиевый полевой шпат — 65—85, нефелин — 5—30, биотит — 2—5, авгит — 1—3, роговая обманка — 0—9. Внутренняя часть — типичные мелкозернистые нефелиновые сиениты.

Ортотокойский массив состоит из пород четырех фаз: I — гигантокристаллические сиениты; II — псевдолейцитовые сиениты; III — сиенито-диориты; IV — мелкозернистые сиениты. Химический состав пород каждой фазы имеет свои особенности. Продукты II фазы по сравнению с I несколько беднее кремнекислотой и богаче фемическими элементами при довольно высоком содержании щелочей, что привело к относительному пересыщению расплава щелочами и появлению в породе фельдшпатоидов. Сиенито-диориты относятся к группе пород, несколько недосыщенных кремнеземом и умеренно богатых щелочами. Нефелиновые сиениты краевой фации (Сандыкский массив) близки к щелочному сиениту типа пуласкита, а центральной — миаскиту.

Содержание аксессуарных минералов в породах формации тако-

во, что торита, ураноторита, торрианита, циртолита и флюорита много в гигантокристаллических сиенитах, а сфена, шеелита и молибденита больше в псевдолейцитовых сиенитах. Кроме того, отмечается геохимическая обогащенность пород оловом и ниобием.

В Южном Тянь-Шане породы формации образуют мелкие тела, которые ассоциируют с более крупными гранитоидными массивами. Щелочные интрузии по характеру последовательности формирования и геолого-структурными условиям можно было бы объединить в три группы: Восточную, Центральную и Западную. Восточная группа охватывает массивы в пределах Кокшаальского и Атбашинского хребтов. Здесь ранние образования интрузивных тел представлены меланократовыми породами (габбро-монциты и другие разновидности), завершающимися нефелиновыми сиенитами. Центральная группа охватывает щелочные интрузивы Центральной части Южного Тянь-Шаня в пределах Туркестанского и Зарафшанского хребтов. Они представлены нефелиновыми сиенитами, слагающими крупные тела, а продукты заключительной фазы — кварцевыми сиенитами и турмалинсодержащими щелочными гранитами. Западная часть представлена единичными интрузивами нефелиновых сиенитов в западном окончании Южного Тянь-Шаня, в пределах Кызылкумов. Нефелиновые сиениты Тозбулакского интрузива (Кульджуктау) слагают небольшие тела (штоки и дайки), общая площадь выходов которых составляет $1,5 \text{ км}^2$. Они формировались после внедрения кварцевых диоритов, гранодиоритов, щелочноземельных гранитов Тозбулакского массива и слагают более $1/10$ площади выхода этого массива. Наблюдается тесная возрастная сближенность и пространственная сопряженность щелочных пород с гранитоидами. Цифры абсолютного возраста нефелиновых сиенитов Южного Тянь-Шаня (К-Аг метод по биотиту, амфиболу) устанавливается в 260—270 млн лет, что соответствует P_1 — P_2 .

Нефелиновые сиениты имеют среднезернистую гранитоидную структуру, трахитоидную текстуру. Форма перечисленных выше интрузивных тел штокообразная, дайкообразная, выходы изометричные. Минеральный состав их представлен микроклином, нефелином, плагиоклазом (An_{10-30}), амфиболом, биотитом, пироксеном. Амфиболы щелочных пород описываемой формации представлены гастингситом и баркевикитом, изредка встречается рибекит. Феррогастингсит ($f = 88 \div 95$) из Тозбулакского интрузива (Западная группа) представлен ксеноморфными зернами ($9 \times 1,2 \text{ мм}$) призматического облика, черного цвета. Пироксен представлен эгирин-авгитом, образует короткопризматические зерна ($0,1-0,5 \text{ мм}$), ассоциирует с нефелином и гранатом.

Биотит — мелкопластинчатые неправильные чешуйки ($0,2-0,5 \text{ мм}$) и листочки коричнево-зеленого цвета ($f = 61 \div 65$). Микроклин образует крупные (до $6-8 \text{ мм}$) удлинено-таблитчатые и призматические кристаллы с четко выраженной микроклиновой решеткой (массив Зардалек) и нерешетчатый (массив Суртеке). Калиевый полевой шпат из нефелиновых сиенитов Тозбулакского интрузива представлен решетчатым микроклин-пертитом ($\text{Na}_2\text{O} - 5,46\%$; $\text{K}_2\text{O} -$

8,66). Нефелин образует идиоморфные короткопризматические кристаллы (0,5—3 мм).

По А.К. Каюмову (1981 г.), нефелиновые сиениты содержат более 50 акцессорных минералов (циркон, апатит, циртолит, бадделит, пироксид, флюорит, пирит, сфалерит, киноварь, арсенипирит, торит, сфен, ильменит, магнетит, циртолит, астрофилит, бастнезит и др.).

Петрохимической особенностью нефелиновых сиенитов Южного Тянь-Шаня являются калий-натриевый характер щелочности, высокая известковистость и железистость, которая объясняется повышенным содержанием акцессорного магнетита (до 0,5%). Геохимической их особенностью является в 1,5-2 раза повышенные по отношению к кларковым содержания рублидия и цезия, за исключением Зардалекского массива, и резко повышенные содержания урана. С ними связаны акцессорная ниобий-танталовая редкоземельная минерализация и небольшие проявления флюорита. Сами нефелиновые сиениты могут служить сырьем для производства глинозема.

В Восточной группе Южного Тянь-Шаня находятся массивы: Кайчинский, Айлагырский, Карабельский I и II, Суртекинский (Атбаши-Хантенгрийская зона). Пермо-триасовый возраст их устанавливается прорыванием Кайчинским интрузивом нижнепермских гранитов рапакиви Джангартского плутона, а также данными К-Аг возраста для Суртекинского массива — 203, 272 млн лет.

Размеры интрузивных тел колеблются от 0,2 до 20 км². Наиболее изучен Суртекинский массив (20 км²), который расположен на южном склоне хр. Атбаши. Это сложная интрузия с кольцевым конфокальным строением, контакты которой под углом 40—80° наклонены к ее центру. Формирование пород массива происходило в следующей последовательности: эссекиты, монцониты, шонкиниты, щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, кварцевые сиениты. Щелочные габброиды I фазы слагают узкую прерывистую полосу по периферии массива и имеют постепенные переходы друг с другом. Они состоят из андезит-лабрадора, калиевого полевого шпата, клинопироксена (эгрин-диопсид, авгит), амфибола (обыкновенная роговая обманка, гастингсит, баркевикит), биотита, нефелина. Последний присутствует в шонкинитах. Структура гипидиоморфнозернистая, монцонитовая, пойкилитовая. Акцессории: апатит, сфен, циркон, монацит и др.

Щелочные сиениты II фазы также образуют прерывистые полосы в эндоконтакте и крупные ксенолиты среди нефелиновых сиенитов в центре массива. Они состоят из микроклин-пертита, альбита, эгрин-авгита. Центральная часть массива (2/3 площади) сложена нефелиновыми сиенитами III фазы, состоящими из калиевого полевого шпата, нефелина, щелочной роговой обманки, эгрин-авгита, биотита. Преобладают биотит-амфиболовые разности с трахитоидными текстурами, которые в краевых частях массива нередко альбитизированы. Кварцевые сиениты, близкие по составу нордмаркитам, образуют дайко- и штокообразные тела среди остальных пород. Жильная фация массива представлена нефелин-сиенитовыми пегматитами, тингуаитами, нефелин-сиенитовыми порфирами.

В Кокшаальском хребте интрузивы щелочных пород (Кайчинский, Айлагырский, Карабельский) приурочены к зоне крупного Айрытторского разлома и тесно ассоциируют с гранитами рапакиви. Они тяготеют к краевым частям плутонов рапакиви и образуют с ними вертикальный формационный ряд типа Бердяшского на Южном Урале. В Кайчинском массиве выделяются три последовательные серии пород: I фаза пироксениты, шонкиниты, сиениты; II фаза нефелиновые пироксениты, мельтейгиты, ийолиты; III фаза пуласкиты, нордмаркиты. Количественно резко преобладают породы (70%) — пуласкиты и нордмаркиты, среди которых более распространены пуласкиты. Это крупнозернистые, порфировидные породы, состоящие из микроклин-пертита, эгирин-авгита и щелочного амфибола с постоянной небольшой примесью нефелина, кальцита, апатита, биотита. Они слагают наиболее крупный Кайчинский массив грушевидной формы, в которой встречаются ксенолиты пород предшествующих серий. Неправильные и дайкообразные тела нордмаркитов пересекают пуласкиты. Петрографически от последних они отличаются постоянным присутствием кварца (3—5%) и широким развитием трахитоидных текстур и гигантокристаллических структур. Приведенная краткая характеристика щелочных массивов Атбашинского и Кокшаальского хребтов обнаруживает несомненное сходство качественного и количественного набора составляющих пород, что вместе с возрастной близостью позволяет рассматривать их в составе одного формационного типа. Наиболее существенным отличием Кокшаальских интрузивов является присутствие в них небольших объемов щелочных ультрамафитов (ийолитов, мельтейгитов), а также карбонатов, что, возможно, связано с особой тектонической позицией — на границе Таримской платформы и Южно-Тяньшанской складчатой области. Следует отметить специфичность суртекинского комплекса в целом — его необыкновенно глубокую дифференциацию, на одном полюсе которой стоят щелочные ультрамафиты, а на другом — кварцевые щелочные сиениты (нордмаркиты) с полной гаммой пород промежуточного состава. Описываемый комплекс не имеет строгих аналогов среди выделенных формационных типов, и отнесение его к данной формации условно, скорее всего, он соответствует щелочным сиенитам (SiO_2 — 56,19—57,18%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 10,89—11,33%, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ — 1,10—1,13; a' = 1,28÷2,27; K_a = 0,61÷0,86).

Металлогеническая специфика пород определяется карбонатитами с соответствующей минерализацией.

Фонолит-трахитовая формация

Она рассматривается в объеме казнокской свиты ($P_2?$), развитой в пределах Каттармай-Ягнобской и Зарафшано-Алайской зон. Свита расчленена на две подсвиты — нижнюю и верхнюю. Нижняя залегает с несогласием и размывом на отложениях S—D и $C_{1-2}?$. Она сложена лавами и кластолавами трахитов, трахидацитов, их туфами, туффитами, туфобрекчиями, вулканомиктовыми песчаниками. Общая мощность их составляет 800 м. Верхняя подсвита залега-

ет согласно на нижней и представлена лавами, пирокластами трахитов, трахиандезитов, фонолитов мощностью 250 м.

В целом вулканы образуют вулканоплутоническую ассоциацию с щелочными и нефелиновыми (миаскитовыми) сиенитами алайской серии (P_2-T_1). Структура лавовых разностей порфирировая, основная масса — трахитовая. Фенокристы (30—45%) представлены плагиоклазом (An_{10-40}), калиевым полевым шпатом, измененным моноклинным пироксеном, амфиболом, биотитом. Вулканокласты сложены обломками трахитов, трахиандезитов, девитрифицированным стеклом. Связующая масса (15—20%) состоит из карбоната, лейкоксена и гидроксидов железа.

Фонолиты имеют массивную текстуру и порфирированную структуру. Вкрапленники (до 20%) сложены калиевым полевым шпатом, разложенными нефелином и цветными минералами. Базис состоит из карбоната, хлорита, калиевого полевого шпата, либнерита с реликтами трахитовой структуры.

Изученные трахиты отличаются от среднего щелочного аналога пониженной щелочностью ($Na_2O + K_2O = 10,40\%$, $Na_2O/K_2O \approx 1$, $al' > 3$), большей кальциевостью и более низкими содержаниями Li, Sr, Zr, Nb. Фонолиты в сравнении со средним типом несколько обеднены щелочами, Ti, Ca, Mn, а также типоморфными элементами щелочных пород — F, Sr, Nb, Zr и др. Эти геохимические особенности позволяют отнести фонолиты к миаскитовому ряду.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ РАННЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ЭПОХИ АКТИВИЗАЦИИ

В Южном Тянь-Шане раннемезозойский щелочно-базальтоидный вулканоплутонический комплекс проявился и охватил Букантау-Карачатыр-Алайскую, Каттармай-Ягнобскую, Южно-Гиссарскую, Мечетлинскую и другие структурно-формационные зоны.

И.В. Мушкин [58] высказал предположение о мантийном, перидотитовом уровне магмагенерации южно-тяньшаньского комплекса щелочных базальтоидов и их формировании в этап раннемезозойской активизации в условиях консолидации земной коры Южного Тянь-Шаня.

Формация щелочных базальтоидов

Щелочные базальты распространены в Гиссарском, Алайском, Северо-Нуратинском и Букантауском хребтах Южного Тянь-Шаня. Здесь они формируют дайки ($1,5-2,0 \times 10-2000$ м) и диатремы ($5-10 \times 100-300$ м), образуя прерывистые цепочки — небольшие поля и рои, ориентированные вдоль субмеридиональных и субширотных разломов. Радиологические данные [58] позволяют датировать возраст щелочных базальтоидов как триасовый.

Дайки и трубки взрыва сложены оливиновыми трахибазальтами, кринанитами, тералит-порфирами, бекинкинитами, пикритовыми порфиритами, камптонитами, мончикитами, анальцимовыми трахибазальтами, лейцитовыми лимбургитами.

В дайках и трубках взрыва выделено пять генетических типов включений: 1) включения родственных пород (пикритовые порфириды, туфы мончикитов); 2) ксенолиты пород рамы (преимущественно гранитоиды); 3) ксенолиты пород гранулитовой фации (гранулиты, биотит-гранулитовые, биотитовые, силлиманитовые, порфиоровые, гиперстеновые гнейсы, слюдисто-графито-кварцевые породы); 4) ксенолиты глубинных ультраосновных пород (пироксениты, оливиновые пироксениты); 5) ксенолиты эклогитов и эклогитоподобные породы.

В целом описываемая формация объединяет следующие ассоциации пород: трахибазальт-эссексит-диабазовую, кринанит-гералитовую, камптонит-мончикит-лимбургитовую. Для них характерны следующие вариации содержания порообразующих окислов и петрохимических параметров: SiO_2 — 43,7—45,20%; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 4,6—5,2%, при этом $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ $1 <$ и > 1 ; $\text{TiO}_2 = 1,20$ —2,19%; $a' < 1$; $f' = 18 \div 20$.

В породах отмечаются повышенные содержания (относительно кларков) свинца, олова, молибдена, бериллия, лития, фтора, меди, хрома, никеля.

Триасовые щелочные базальтоиды Южного Тянь-Шаня сопоставляются с палеогеновыми аналогичными породами Северного Тянь-Шаня, а также щелочно-оливин-базальтовой формацией континентов, но отличаются от них более калиевым характером, а также меньшими содержаниями двуокиси титана и большей степенью недосыщенности кремнеземом. Отдельные разновидности пород щелочных базальтоидов Южно-Гиссарской зоны — анальцимовые базальты (см. рис. 55) по петрографическому, химическому составам и важнейшим петрохимическим параметрам хорошо сопоставляются с шошонитовыми образованиями.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КАЙНОЗОЙСКОЙ ЭПОХИ АКТИВИЗАЦИИ

В кайнозойской эпохе магматической активизации выделяются два периода — палеогеновый и неогеновый. Первый обусловлен тектонической активизацией всего Центрально-Азиатского блока, а второй — лишь Средиземноморско-Гималайского пояса. Поэтому продукты палеогенового магматизма имеются как в Тянь-Шане, так и на Памире, а неогенового — только на Южном Памире. Магматиты представлены вулканоплутоническими ассоциациями пород преимущественно основного состава повышенной щелочности (щелочно-оливин-базальтовая формация палеогена и формация щелочных габброидов неогена).

Щелочно-оливин-базальтовая формация

Эта формация выделена в Таласо-Каратауской (горное обрамление рек Таласс, Бекташ), Муюнкумо-Наратской (горы Учкудук, юго-западное Прииссыкулье), по р. Нарын (урочище Ташкумыр) и в горах Кокмааятау (р. Аксай), где представлена породами покров-

ной и субвулканической фации Р возраста, обоснованного фаунистически и радиологически.

Покровную фацию в Тянь-Шане представляет коктурпакская свита. Она развита в Таласской, Иссык-Кульской, Нарынской, Джумгалской, Тюлекской и Аксайской депрессиях. Палеогеновый возраст пород определяется по положению в разрезе, находкам фауны и данным абсолютного возраста (55 млн. лет), полученным калий-аргоновым методом. Свита подразделена по вещественному составу на три группы пород с взаимопереходами: пироксен-плагиоклазовые, оливин-пироксен-плагиоклазовые и меланократовые щелочные базальты состава лимбургитов, нефелинитов. В каждой из них присутствуют нормальные базальты и долериты с повышенной щелочностью (трахибазальты и трахидолериты ортоклазовые и анальцимовые базальты — лимбургиты).

Структура базальтов порфировая, микроструктура меняется от гялиновой до долеритовой, наиболее обычны интерсерральная, толеитовая и микродолеритовая.

Базальты сложены различными соотношениями плагиоклаза, моноклинного пироксена, оливина, вулканического стекла и магнетита. Фенокристы оливина более железистые ($Fe - 20-25\%$), чем оливин основной массы ($Fe - 10\%$). Пироксен основной массы и вкрапленников соответствует титан-авгиту. Плагиоклаз вкрапленников (An_{50-60}) более основной, чем микролитов (An_{40-45}).

Трахибазальты являются наиболее распространенной разновидностью базальтов. Они состоят из лабрадора или основного андезина, титан-авгита; присутствуют: анальцим, базальтическая роговая обманка и биотит, основная масса состоит из (в %): микролитов лабрадора (An_{58-62}) — 60—70, клинопироксена (преобладает авгит) — до 30, постоянно присутствуют рудный минерал — 2—15 и полураскристаллизованное стекло. В анальцимовых разновидностях количество анальцима достигает 30%, вкрапленники составляют 5-20% пород и представлены пироксеном (чаще всего авгитом) и плагиоклазом (An_{60-64}), значительно реже биотитом. Лимбургиты состоят из мелких порфировых выделений оливина и титан-авгита и микролитов тех же минералов. Кварцевые базальты редки, они состоят из плагиоклаза (An_{50-60}) и бесцветного моноклинного пироксена. Оливиновые базальты отличаются от базальтов присутствием вкрапленников и микролитов оливина. Отдельные разности пород состоят из пузыристой стекловатой массы с редкими полуразрушенными вкрапленниками основного плагиоклаза. Текстура пород обычно миндалекаменная, в миндалинах отмечается анальцим и натролит. Субэффузивные разности обычно сложены эссексит-диабазами, тешенитами, в дифференцированных силлах отмечаются кринаниты, пикриты, пикрит-диабазы.

Субвулканические интрузии — дайки и штоки — представлены лимбургитами, авгититами, камптонитами, бекинкинитами, мончикитами, абсарокитами, базанитами и др.

Лимбургиты субвулканических тел имеют кластически-порфировую структуру. Текстура массивная, реже брекчиевая. Вкрапленники оли-

вина, клинопироксена идиоморфные (10—15%). Основная масса имеет микролитовую структуру и сложена (в %): кристалликами титанавгита — 65—70, оливина — 15—20, магнетита — 1—5, сцементированными вулканическим стеклом с анальцимом.

Для лимбургитов характерны глубинные ультрамафитовые включения верлитов, оливиновых и мономинеральных клинопироксенитов.

Химический состав пород и важнейшие петрохимические характеристики субвулканической (дайкивой) и покровной фации имеют общие черты (см. рис. 54, 55). Среднее содержание кремнезема в базальтах составляет 47,09%, двуокиси титана — 2,32%. Окись железа почти в 1,5 раза превышает закись. В субвулканических же образованиях, наоборот, преобладает закисное железо (8,40%) над окисным (3,20%).

Субвулканические лимбургиты более магнезиальные, щелочно-калиевые и низкремнистые (44,09%).

На диаграммах TiO_2 — MgO и K_2O — SiO_2 (см. рис. 54, 55) палеогеновые щелочно-базальтоидные породы Северного Тянь-Шаня очень хорошо сопоставляются с раннемезозойскими аналогичными образованиями Южного Тянь-Шаня, а также с базальтами Восточно-Африканской рифтовой системы и с калиевыми базальтоидами Монголии.

В Срединном Тянь-Шане, в центральной части Алтынтюпканского грабена, среди мраморизованных известняков нижнего карбона Б.Т. Таджибаевым и др. выявлено дайкообразное тело (70×20 м) кайнотипного облика субширотного простирания, которое по составу относится, по-видимому, к щелочным ультрамафитам [85].

Палеогеновые щелочные базальтоиды по составу хорошо сопоставляются с вышеписанными щелочными базитами кокджарского комплекса Северного Тянь-Шаня, а также с раннемезозойскими камптомончикитами, лимбургитами и бекинкинитами Южного Тянь-Шаня (см. рис. 54, 55).

Заметное различие между щелочно-базальтоидными породами Северного и Южного Тянь-Шаня заключается в том, что базальты первого региона более титанистые (TiO_2 2,40—2,30%), чем второго (1,20—1,77%). Исключение составляют щелочно-базальтоидные породы Гиссаро-Алайской зоны. Здесь содержание двуокиси титана равно 2,19%.

Палеогеновые щелочно-базальтоидные породы Северного Тянь-Шаня более натриевые, чем южно-тяньшаньские. Отношение Na_2O/K_2O для всех соответственно составляет 1,90; 1,77.

В целом некоторые разновидности палеогеновых базальтов Северного Тянь-Шаня можно отнести к серии щелочных ультрамафитов.

Формация щелочных оливиновых базальтоидов на территории Южного Памира включает пшартскую, шамскую и кызылрабатскую свиты. Особенности их являются: приуроченность к глубинным разломам, вулканогенно-осадочный состав пород, пестроцветный, преимущественно красноцветный облик терригенно-вулканогенных образований, резкое преобладание базальтов и трещинный характер

извержения. Возраст пород определяется поздним палеогеном. Они с угловым несогласием ложатся на верхнемеловые рудистовые известняки и содержат в своем составе их гальку, а также обломки гранитоидов юрско-мелового возраста. Последнее указывает на образование пород рассматриваемой формации в связи с посторогенной активизацией. Наибольшие площади вулканогенных пород отмечаются по бассейнам рек Западный и Восточный Пшарт, Ечки-Тушар, Зор-Бугучи-Джилга, составляя единую красноцветную терригенно-вулканогенную полосу протяженностью которой — 70—80 км при ширине до 1—3 км.

По составу и структурным особенностям выделяются основные разновидности: оливин-пироксеновые базальты, трахибазальты, плагиобазальты, гиалобазальты, муджириты, а также андезиты, дациты. Общей особенностью этих пород является наличие в них оливина и пироксена наряду с плагиоклазом в различных соотношениях. Структура пород афировая, долеритовая, гломеропорфировая, микродиабазовая с микролитовой, пилотакситовой, гиалопилитовой структурами основной массы.

Состав пород определяется наличием во вкрапленниках (в %): плагиоклаза (An_{40-60}), оливина 0—20, пироксена (геденберgit, салит, авгит) — 0—10, а в наиболее кислых разновидностях пород — амфибола — до 3, калиевого полевого шпата (решетчатый микроклин) — до 3, кварца — до 2. Основная масса преимущественно сложена плагиоклазом, реже пироксеном, амфиболом. Из акцессорных отмечаются циркон, сфен, апатит, ильменит, пирит, магнетит, барит, гранат.

Среди пшартских вулканогенных пород отчетливо выделяются группы: натриевых — субщелочных субмеланократных базальтов (подавляющая часть пород), субщелочных андезитов, натриевых субщелочных дацитов. В этих группах пород от основных к кислым изменяются содержания кремнезема и в соответствии с этим уменьшается суммарное количество цветных компонентов, а также Ca, Ti, P. Несколько увеличивается сумма щелочей при заметных колебаниях Na и K в каждом отдельном случае. Содержание глинозема в том же направлении изменяется незначительно и породы по этому параметру относятся к умеренно глиноземистым.

Геохимия вулканитов формации определяется высоким содержанием (по отношению к кларкам основных пород) редких щелочей, ванадия, хрома и никеля. Содержание лития достигает сотых, а ванадия — десятых долей процента. Среди осадочно-вулканогенных (туфогенных) образований данной серии в Западном Памире (р. Арзахо) встречены линзы железных руд.

Формация щелочных габброидов

Эта формация, развитая исключительно на Южном Памире, представлена неогеновым акбайтальским комплексом. Его составляют многочисленные дайкообразные (50×200 м) и трубчатые тела, приурочены к Ванч-Танымасской зоне разломов, разграничивающей Северный и Южный Памир. Породы комплекса прорывают отложе-

ния условно палеогенового возраста, и на этом основании их возраст принимается неогеновым.

Представлены они диабазами, диабазовыми порфиритами, габбро, габбро-диабазами, диоритами и эссекситами (калишпатизированные габбро). Несмотря на некоторые различия в структуре и в количественном соотношении минералов, они близки по составу и облику и обладают повышенной щелочностью. Структура их призматически-зернистая, габбровая, габбро-офитовая, офитовая, лампрофировая; текстура массивная. Калиевый полевой шпат корродирует зерна плагиоклаза. Пироксены в меланократовых породах — ромбические и моноклинные, а в более лейкократовых образованиях — только моноклинные. Амфибол представлен позднемагматическим керсутитом, замещающим зерна пироксена, вторичным актинолитом, развивающимся по пироксену и керсутиту. Оливин замещен серпентином. Встречается гранат, замещенный хлоритом. Акцессорные минералы: апатит, магнетит, ильменит, сфен.

От среднего типа эссекситового габбро породы акбайтальского комплекса отличаются меньшим содержанием кремнезема, титана и извести и большим содержанием магния. Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ равно 4. По химическому составу эти породы ближе к среднему типу крианита или анальцимового базальта.

По особенностям распределения редких элементов акбайтальский комплекс близок к натриевой щелочно-габброидной формации, отличаясь от нее пониженным содержанием рубидия, урана, бария, фтора и несколько повышенным — лития.

Формация щелочных габброидов, щелочных сиенитов и субщелочных риодацитов

Формация представляет собой вулcano-интрузивную ассоциацию пород в объеме дункельдыкского и караджилгинского комплексов. Первый объединяет магматиты основного и среднего состава интрузивной и субвулканической фаций, а второй — вулканы кремнекислого состава повышенной щелочности. Развиты они на Восточном Памире, в Центрально-Памирской и Рушанско-Пшартской зонах, где контролируются глубинными разломами. Данные радиологических определений составляют 16—26 млн лет.

Породы формации представлены следующими разновидностями, которые сформировались в такой последовательности: пироксен-санидиновые сиенит-порфиры, лейцитовые и псевдолейцитовые фергусит-порфиры, фергуситы, псевдолейцитовые сиениты, сиенит-порфиры. Они преимущественно представлены дайками, трубками взрыва и многообразными субвулканическими массивами [33].

На Восточном Памире выделен южный и северный пояс распространения пород. В южном поясе развиты маломощные дайки, представленные фергусит-порфирами, псевдолейцитовыми тингуаитами, пироксен-санидиновыми сиенит-порфирами. В северном поясе сосредоточены трубчатые тела и некки, сложенные взрывными туфами фергуситового состава, лейцитовыми фонолитами и фергусит-порфи-

рами. Последние пространственно тяготеют к региональному разлому, разделяющему зоны Центрального и Юго-Восточного Памира. Кроме этих пород, отмечаются псевдолейцитовые сиениты, сиениты, граносиениты.

В.П. Костюк считает неогеновые фергусит-порфиры трубок взрыва Восточного Памира по составу и условиям их формирования близкими к лампроитам. Анализ (см. рис. 53, 54) подтверждает близость петрохимических свойств описываемых пород к группе лампроитового ряда и карабалтинским фонолитам Северного Тянь-Шаня. Последние, как отмечалось выше, очень близки по минералогическому и химическому составу к лампроитовым алмазоносным орендитам Западной Австралии.

Вулканы караджилгинского комплекса известны в районе оз. Дункельдык (туфы и туфобрекчии трахириолитов, рвущие породы дункельдыкского комплекса), а также на территории Пшартского хребта. Жерловая и прижерловая фации вулканитов представлены лавокластическими и пирокластическими породами, по составу отвечающими кластолавам, брекчиевым лавам, игнимбритами и туфам липаритов. Некк имеет овальную форму с сечением до 800—900 м и сложен кластолавами и брекчиевыми лавами калиевых риолитов и риолит-дацитов. В составе вкрапленников установлены кварц, плагиоклаз, калий-натриевый полевой шпат, редко зеленая роговая обманка.

Химический состав вулканитов отвечает субщелочным калиевым липарито-дацитам. Для этих пород характерно существенное преобладание калия над натрием, лейкократовый облик пород.

Вышекларковые содержания наблюдаются для Cs, Ce, Cu, Ba, Ga, Hg; другая группа элементов — Li, Pb, Sr, V, Zr, Nb, La, Hf, W, U, Th — отмечается в кларковых концентрациях.

Глава 8

ОБ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Уровень изученности магматитов позволяет рассмотреть проблему эволюции магматизма Средней Азии разнопланово, а именно: 1) история магматизма Средней Азии в соотношении к стадиям тектоно-магматической эволюции Земли; 2) взаимообусловленность магматизма, тектоники и глубинного строения земной коры; 3) магматизм как индикатор эволюции оболочек земной коры и др.

История магматизма Средней Азии начинается с раннего докембрия, когда на территории Средней Азии формировались гранито-гнейсовые купола (ядра, протоконтиненты), обрамленные зеленокаменными поясами и палеоокеаном. Этот период развития магматизма соответствует нуклеарной и кратонной стадиям тектоно-магматической эволюции Земли с возрастной датировкой первой 3,5—2,5 млрд лет, а второй — 2,5—1,5 млрд лет [20]. Для него характерны миг-

матит-плагиогранитовая, тоналит-плагиогранитовая, мигматит-гранито-гнейсовая, чернокитовая формации, а также формации высокоглиноземистых гранитов, метабазальтов и ультрамафитов, т.е. такие породы, которые содержат повышенные концентрации глинозема, натрия, магния. О.А. Богатиков и др. [20] со ссылкой на E. Engela, в числе прочих различий между магматитами нуклеарной и кратонной стадий указывают на увеличение в породах последней концентрации K, U, Th, Pb, Ba, Sr⁸⁷ и Pb²⁰⁶. Уровень детальности исследований древнейших магматитов Средней Азии не позволяет еще произвести подобное расчленение, однако необходимость решения этой задачи уже сформулирована.

Наибольшее разнообразие геотектонических режимов, охвативших в целом большую часть площади Средней Азии, связано с континентальной стадией [20] — 1,5—0,25 млрд лет. В эту стадию изменился и структурный план проявления магматизма с преобладающего площадного на резко преобладающий линейно-поясовый. Именно магматизмом этой стадии определяется субшироко вытянутая конфигурация большинства структурно-формационных зон Средней Азии и формирование подавляющего большинства магматических формаций. С этой стадией связана консолидация континентальной коры в Северном Тянь-Шане и завершение формирования "гранитного" слоя — в Южном.

В континентально-океаническую (В.Е. Хаин, 1973) стадию, охватывающую период от 250 млн лет до настоящего времени, главной ареной магматизма в Средней Азии явился Южный Памир, где массовое внедрение юрско-меловых гранитоидов свидетельствовало о завершении формирования "гранитного" слоя в этом регионе, а магматизм постконсолидационной активизации в пермское время зафиксировал завершение формирования континентальной коры в Южном Тянь-Шане. Последняя вспышка постконсолидационного магматизма в палеоген-неогеновое время ознаменовала завершение консолидации континентальной коры теперь уже на всей территории Средней Азии, включая Памир. Такова вкратце история магматизма Средней Азии, соотносимая к стадиям тектоно-магматической эволюции Земли [20].

Другая сторона проблемы — отражение ретроспективного развития геоструктур и магматизма в современном строении земной коры. Геофизическая модель земной коры Средней Азии характеризуется слоисто-блоковым строением. Мощность отдельных слоев ее различна в разных регионах, но общая мощность коры увеличивается с 30—35 км на западе и северо-западе до 70—75 км на юге и юго-востоке. В этом же направлении уменьшается плотность верхней мантии, о чем свидетельствуют многочисленные очаги землетрясений на Памире, фиксируемые на глубинах 100—200 км, и их отсутствие на мантийных глубинах в Тянь-Шане.

Более конкретные данные получены в 1974—1978 гг. по двум протяженным профилям ГСЗ: Восточно- и Западно-Памирскому [63]. На севере Восточного профиля: Ош (Узген)—оз. Каракуль—оз. Зоркуль мощность земной коры равна 51 км, южнее Южно-Ферганского глубинного разлома ее мощность достигает 59 км, при переходе от

Алайского хребта в Алайскую долину, после Гиссаро-Алайского разлома, мощность земной коры вновь заметно сокращается — до 49—53 км. Минимальная мощность земной коры соответствует Восточно-Таджикско-Алайской рифтоподобной структуре, разделяющей Южный Тянь-Шань и Памир. Она обособлена с севера Алайско-Гиссарским, а с юга — Северо-Памирским глубинными разломами. Вдоль отмеченной структуры мощность земной коры аномально сокращена до 46 км на Западном профиле и до 49—53 км — на Восточном. Зона отличается высокой сейсмичностью. Очаги катастрофических землетрясений достигают глубины 35 км. Под Северным Памиром мощность земной коры увеличивается сначала резко — до 66—68 км, а далее постепенно (в районе оз. Каракуль до 80 км), достигая максимума — 81,5 км — вблизи Акбайтальского глубинного разлома. Мощность земной коры по Западному профилю Коканд—Гарм—Калайхумб—Хорог—Ишкашим с севера на юг также изменяется в пределах 46—67 км. Аномальное сокращение мощности земной коры (46 км) отмечено в северо-восточной части Таджикской депрессии, а также в восточной части Афгано-Таджикской депрессии, южнее Северо-Памирского разлома (43 км). На западе Таджикской депрессии мощность земной коры сокращается до 35 км.

Главные отличительные особенности глубинного строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Южного Тянь-Шаня к Памиро-Гиндукушской орогенической области, по данным глубинного сейсмического зондирования, заключаются:

1) в скачкообразном изменении мощности земной коры. Если под Гиссарским, Зарафшанским и Алайским хребтами ее мощность равна 50—58 км, то под Памиро-Гиндукушским она достигает 60—80 км; Южный Тянь-Шань и Памир разделены Восточно-Таджикско-Алайской рифтоподобной структурой;

2) в расслоении земной коры. В Памиро-Гиндукуше, если не учитывать мощности корово-мантийной смеси и волноводных слоев, мощность собственно "базальтового" слоя едва достигает 15—18 км, тогда как под Южным Тянь-Шанем она равна 25 км и разрез земной коры лишен четких волноводных слоев. Это свидетельствует о том, что под Южным Тянь-Шанем земная кора расслоена и уже сформировалась. В то же время под Памиром, Гиндукушем, Каракорумом и Большими Гималаями процесс расслоения нижней части земной коры еще продолжается;

3) в наличии на Памире на глубине 25—30 км волноводных слоев, которые интерпретируются как очаги базальтовой магмы;

4) в существовании на Памире глубоких мантийных очагов землетрясений и коровых — в Тянь-Шане.

На фоне приведенных выше мощностей земной коры проведен анализ проведения границы Мохоровичича по профилю Коканд—Калайхумб—Хорог—Ишкашим. Наиболее погруженный участок границы *M* приходится на Южный Памир, в районе Хорога (60—64 км). К югу, в сторону Ишкашима, наблюдается подъем границы *M* до 56—57 км, на Северном Памире она сначала постепенно, затем в районе Калайхумба резко поднимается до 45 км. Наиболее при-

поднятые ее участки (до 40 км) наблюдаются на севере Гарма и на середине отрезка профиля между Калайхумбом и Гармом, т.е. в Алайской депрессии. Далее в сторону южного борта Ферганской долины граница углубляется до 50 км и вновь испытывает резкий подъем у северного борта депрессии. В пределах самой депрессии наблюдается ее спокойный характер.

Если сопоставить по профилю Коканд—Гарм—Калайхумб—Хорог—Ишкашим характер границы *M* с выделенными геотектоническими структурами, то выявляются следующие особенности:

1) углубленный спокойный характер границы *M* свойствен погруженной в пределах Ферганской депрессии части Кызылкумо-Кураминского срединного массива;

2) резкие воздымания границы *M* приходятся на рифтоподобные зоны: Предалайскую, Ягнобскую, Предгармскую, Восточно-Таджикско-Алайскую, Калайхумб-Сауксайскую, Рушанско-Пшартскую, где перепад ее уровней составляет несколько километров. При этом на Тянь-Шане воздымание границы имеет абсолютное значение, а на Памире — относительное, т.е. воздымание происходит на фоне общего погружения. Поэтому на Тянь-Шане в рифтовых зонах — наименьшая мощность земной коры, тогда как на Памире она лишь несколько сокращается, но по абсолютному значению много больше, чем на Тянь-Шане.

Соотношение базальт—гранит на Южном Памире для всех участков одинаково, на Центральном — гранит преобладает над базальтом, а на Северном — базальтовый слой имеет максимальную мощность. Для Южного Тянь-Шаня отмечается тенденция уменьшения мощности базальтового слоя с юга на север с минимальным его значением в Ферганской долине (5—10 км), т.е. мощность базальтового слоя и конфигурация границы *K* не имеют прямой зависимости от конфигурации границы *M*, а максимальная мощность базальтового слоя приурочена к зоне сочленения герцинид и киммеридо-альпид. Эту зону характеризует мощный геосинклинальный преимущественно базальтоидный и в меньшей степени ультрамафитовый магматизм. Таким образом, на примере этой зоны можно констатировать прямую зависимость между интенсивностью проявления базальтоидного магматизма и мощностью базальтового слоя, внедрением ультрамафитов и подъемом границы *M* под этой зоной. Аналогично видится прямая зависимость между мафит-ультрамафитовым магматизмом рифтов и резким воздыманием поверхности *M* под ними. В этом случае продукты магматизма могут рассматриваться в качестве "посланцев" мантии. Так, И.Х. Хамрабаев [95] связывает генезис пикритов Южного Тянь-Шаня с автономной пикритовой магмой, отвечающей, по его мнению, составу верхней мантии. Поскольку рассматриваемые им пикриты датируются возрастом ($D_1—D_2$), то любопытно проанализировать изменение состава верхней мантии во времени и по латерали. Как известно, наиболее древние ультраосновные породы архей-раннепротерозойского возраста распространены лишь в протоконтинентах, выступавших впоследствии в качестве срединных массивов. К ним относятся Муюнкумо-Наратский — на

севере Средней Азии и Памиро-Нуристанский — на юге, которые содержат магматиты мафит-ультрамафитовых и кремнекислых формаций: первый — метабазальтовую, габбро-перидотитовую и мигматит-гранитогнейсовую, второй — метабазальтовую, перидотит-пироксенит-габбровую, мигматит-гранитогнейсовую и чарнокитовую.

В Муюнкумо-Наратском протоконтиненте габбро-перидотитовая формация представлена линзо- и пластообразными телами серпентинитов и габбро протяженностью от несколько десятков метров до 1—2 км и мощностью от первых метров до 100—500 м, расположенных в виде цепочек среди метабазальтовых зеленокаменных сланцев, гнейсов и амфиболитов актюэской (AR) свиты. Ультраосновные породы соответствуют апогарцбургитовым серпентинитам слабо дифференцированным и характеризующимся очень низкими (0,01—0,1%) содержаниями TiO_2 и щелочей, а также Al_2O_3 (1—2%), повышенной железистостью (FeO' — 8—9%) и высокими значениями коэффициента Хесса (8—9), весьма близкими к расчетным составам мантии.

В Памиро-Нуристанском протоконтиненте архейские ультраосновные породы сложены лерцолитами, верлитами, пикритами, пироксенитами, которые неизвестны в Муюнкумо-Наратском ядре. Для этих пород, иногда незначительно серпентинизированных, характерна пониженная магнезиальность (20—33%), повышенная глиноземистость (до 9,5%), щелочность (до 1—1,5) и более низкие значения коэффициента Хесса (3,5—6,5).

Различаются и кремнекислые разности магматитов в рассматриваемых районах. Так, мигматит-гранитогнейсовую формацию в Муюнкумо-Наратском ядре составляют тоналиты, гранодиориты, плагиограниты, между которыми наблюдаются взаимопереходы и промежуточные разновидности. Отличительными особенностями массивов формации являются конформное размещение их в ядрах крупных антиклиналей и сводов, такситовое строение и зональность, выражающаяся в последовательной и нередко постепенной смене петрографических разностей от гранитоидов через мигматиты и гнейсы в сланцы. Химический состав главных типов горных пород формации по содержанию основных породообразующих окислов соответствует содержаниям их для соответствующего семейства горных пород, но при этом в них Na_2O всегда выше K_2O , составляя отношение Na_2O/K_2O , равное 2 и более.

В породах аналогичной формации Юго-Западного Памира содержание K_2O либо равно, либо выше, чем Na_2O , составляя $Na_2O/K_2O < 1$. Кроме того, здесь отмечаются породы чарнокитовой формации, неизвестные в Северном Тянь-Шане.

Таким образом, две однотипные архейского возраста структуры, расположенные в диаметрально противоположных частях рассматриваемой территории, различались составом как ультраосновных, так и кислых магматитов.

Гиссаро-Дарвазский протоконтинент, возникший в протерозое из разросшихся Байсунского, Гармского и Курговатского ядер, находился между вышеупомянутыми протоконтинентами и характе-

ризовался продуктами магматизма, типичными как для Муюнкумо-Наратского (габбро-перидотитовая, мигматит-гранитогнейсовая формации), так и Памиро-Нуристанского (перидотит-пироксенит-габбровая, мигматит-плаггиогранитовая формации) ядер. При этом интенсивно серпентинизированные гарцбургиты Северного Памира, так же как и Южного Тянь-Шаня, относятся к магнезиальным, но, как ультрамафиты Памиро-Нуристанского ядра, характеризуются повышенными содержаниями глинозема, титана и щелочей. Перидотит-пироксенит-габбровая формация раннего протерозоя в Байсунском и Гармском ядрах представлена аполерцолитами, но с высокой магнезиальностью и незначительными содержаниями титана, глинозема и щелочей, как и пикриты Южного Тянь-Шаня. Из этих фактов следует, что Гиссаро-Дарвазский протоконтинент с протерозоя разделял рассматриваемую территорию Средней Азии на два региона (Тянь-Шань и Южный Памир) с разным составом мантийных магм.

О первичной неоднородности протомантии под территорией Средней Азии свидетельствует также факт относительной обогащенности титаном магматических формаций Памира и обедненности — Тянь-Шаня. Такая геохимическая специализация, наблюдаемая ныне в реголитах Луны, была, по-видимому, присуща еще субстрату нуклеарной стадии и сохранялась в течении всей эволюции магматизма до неогенового времени. Сохранению ее способствовали геохимические свойства титана — относительная нейтральность и малая подвижность. В Тянь-Шане проявления магматизма ультраосновного состава (габбро-перидотитовая формация) фиксируются в протозвгеосинклиналях, офиолитовых комплексах геосинклиналей разных типов и меланократовом субстрате звгеосинклиналей. По возрасту они различны и соответственно датируются PR_1 , $R-V$, D_1 , C_1 , а по составу идентичны и отвечают гарцбургитам с содержанием (в вес. %) SiO_2 в пределах 36—42, MgO — 33—40, $TiO_2 < 0,1$, щелочность менее 0,1—0,2 при отношении Na_2O/K_2O от 1:1 до 10:1 и более. Заметно отличаются ультрамафиты Северо-восточной Ферганы пониженным содержанием кремнезема и щелочей и повышенным — глинозема, магнезии и суммарного железа. По значению коэффициента Хесса (4,5—7,5) они относятся к железистому типу и близки к океаническому. Поэтому И.В. Шванов [101] рассматривает их в составе офиолитового разреза океанического фундамента. Тем не менее, это единственный район Средней Азии, где наряду с гарцбургитами сравнительно широко распространены дуниты. К этому следует добавить, что ультрамафиты Южного Тянь-Шаня относятся, согласно классификации О.М. Глазунова [30], к магнезиальному типу (в 80% проб коэффициент Хесса превышает 7,6) и по этому признаку близки к гарцбургитам Муюнкумо-Наратского ядра и расчетным составам мантии.

Химизм пироксенитов Южного Памира отличает повышенная меланократовость, щелочность и титанистость, что позволяет сопоставлять их со щелочными и слюдяными пикритами.

В Тянь-Шане пикриты впервые появляются в девоне в рифтогенных структурах в габбро-пикрит-оливин-базальтовой ассоциации. Петрохимический и геохимический анализ ее позволил выделить здесь

два типа пикритов. Пикриты Букантау, Северного Нуратау и Карачатыра (Южный Тянь-Шань) характеризуются низкими содержаниями глинозема, двуокиси титана и щелочей и отвечают модальному мантийному составу перидотитовых коматиитов. Пикриты Надирской и Ташрабатской групп соответствуют по химизму пикробазальтам, что с учетом геохимических признаков позволяет рассматривать их как субвулканические аналоги ассоциирующих с ними базальтов. Описанные пикриты несопоставимы с таковыми Южного Памира, но зато аполерцолиты Байсуна и Каратегина имеют общие с пикритами петрохимические особенности — низкую титанистость, глиноземистость и щелочность.

Наиболее позднее проявление основного магматизма в Северном Тянь-Шане представлено позднепалеозойскими дайками щелочных габброидов, содержащих ксенолиты шпинелевых пироксенитов, которые рассматриваются в качестве реликтов габбро-пироксенитового субстрата, за счет плавления и метасоматического преобразования которого возникал в мантии камптонитовый расплав.

В Южном Тянь-Шане аналогичные дайки триасового возраста также содержат ксенолиты шпинелевых пироксенитов и вебстеритов. Первые из них характеризуются повышенной глиноземистостью, пониженной магниальностью, железистостью, нормальной титанистостью и щелочностью при натриевой сериальности. В Южном Гиссаре раннемезозойские дайки представлены щелочными пикритами, близкими по составу таковым Южного Памира.

Приведенные данные свидетельствуют о возрастной и латеральной эволюции магматизма мантийного происхождения. Так, уже в архее на севере и юге Средней Азии продукты ультрамафитового магматизма резко различались: в Тянь-Шане — это гарцбургиты, на Юго-Западном Памире — щелочные пикриты и пироксениты. Мантийные магмы в Тянь-Шане только в триасе стали аналогичными с Южно-Памирскими. На Южном же Памире состав ультрамафитовых магм с архея до неогена практически не изменился, если не считать изменения сериальности с К-Na на К и обогащение глиноземом за счет уменьшения магниальности. Северный Памир и южная часть Южного Тянь-Шаня (хребты Байсун, Южный Гиссар, Каратегин) являлись промежуточной зоной, в которой от раннего протерозоя до триаса включительно неоднократно внедрялась магма ультраосновного состава, но при этом гарцбургиты, как правило, имели повышенную титанистость, глиноземистость и щелочность, как и ультрамафиты Южного Памира, а лерцолиты, общие с пикритами Тянь-Шаня, — низкую титанистость, глиноземистость и щелочность. В целом в Тянь-Шане состав мантийных магм изменялся во времени. Гарцбургиты типичны для докембрийских структур (протоконтинентов, зеленокаменных поясов и палеоокеана), а также в палеозойских эвгеосинклиналях на собственно геосинклинальном этапе их развития, пикриты внедрялись в среднем палеозое в связи с развитием рифтогенных структур, а вебстериты — в связи с орогенезом в позднем палеозое—начале мезозоя. Учитывая, что консолидация континентальной земной коры в Тянь-Шане произошла при пироксенитовом

составе мантийных магм, можно допустить, что именно этот состав мантии отвечает равновесному состоянию земной коры Тянь-Шаня, достижение которого осуществилось в результате каледонского и герцинского циклов геосинклинально-складчатого его развития.

В Южном Памире эволюция мантийных магм за палеозойскую и мезозойскую эры была незначительной по сравнению с Тянь-Шанем. При этом ортопироксенитовый их состав сменился клинопироксенитовым. Однако в Южном Памире он не отвечал равновесному состоянию земной коры от архея доныне.

Эволюция базальтоидных магм тесно сопрягается с развитием эвгеосинклиналей и рифтов. В первых наблюдается закономерная смена толеитовых базальтов ранней стадии на дифференцированные серии базальтоидов поздней и инверсионной стадий. При этом неизменно происходит увеличение щелочей в средних разностях ряда вплоть до появления субщелочных пород (трахитов). Интрузивные фации инверсионной стадии эвгеосинклиналей также представлены дифференцированной серией пород, но без признаков увеличения щелочей. Последние в эвгеосинклиналях характеризуются натриевой сериальностью. Во вторичных геосинклиналях и миогеосинклиналях последовательно дифференцированные серии базальтоидов отсутствуют. Здесь развиваются контрастные серии с преобладающим количеством калия в щелочах. Кроме того, обращает внимание развитие собственно андезитовых формаций, которые, по-видимому, являлись первыми продуктами обособлявшегося "диоритового" подслоя. В пользу такого предположения свидетельствует также широкое развитие диорит-монцонит-сиенитовых и чарнокитоидных формаций в раннеорогенную стадию развития Южного Тянь-Шаня. К собственно коровым производным можно здесь отнести лишь гранодиорит-гранитовую и гранит-аляскитовую формации, обусловленные орогенным магматизмом. В пределах эвгеосинклиналей Южного Тянь-Шаня и Северного Памира отмечаются продукты двух орогенных стадий ранней (карбоновой) и поздней (пермской). Внутри этих стадий состав магмы изменяется гомодромно с умеренным повышением концентрации щелочей и преобладанием калия над натрием. В зонах с миогеосинклинальным режимом в орогенном магматизме фиксируется лишь этап C_2-P_1 , в течение которого состав магмы ритмично эволюционировал также гомодромно с возрастанием щелочей при преобладании калия над натрием в конечных фазах.

В целом на территории Средней Азии продукты орогенного корового магматизма проявлялись не одновременно, а по эпохам — рифей-вендской, ордовик-силурийской, карбон-пермской, меловой, смещающимся в пространстве с севера на юг. При этом, по-видимому, происходила и миграция или зарождение очагов магмы все в более верхних горизонтах земной коры, сопровождавшееся раскислением и ощелачиванием состава магм с соответствующим повышением в них концентрации халькофильных и особенно литофильных пороодо- и рудообразующих элементов.

Ранее нами по условиям зарождения очагов магм были выделены три генетических типа гранитоидов в Средней Азии: подкоровые,

нижнекоровые и верхнекоровые [96]. До нас подобные группы для других регионов СССР были выделены И.В. Бельковым и Л.С. Бородиным. После нашей публикации подобные классификации гранитоидов появились и в зарубежной литературе. Анализ изложенных в данной работе материалов по магматическим формациям еще раз показывает правильность рекомендованной классификации. Проявление упомянутых типов гранитоидов во времени и в пространстве повторяет и подтверждает отмеченные выше закономерности в истории проявления геосинклинальных этапов магматизма: а) перемещение очагов магмы снизу (из области мантии) в верхние ярусы земной коры; б) изменение состава магмы от существенно натриевых через калий-натриевые к существенно калиевым. Соответственно изменяется геохимический профиль редких и рудообразующих элементов от сидерофильного через преобладающий халькофильный к существенно литофильному, иными словами, от более древних к более поздним гранитоидам возрастает удельное значение литофильных элементов в магмах и их потенциальные перспективы на редкометальное и редкощелочное оруденения. Такая эволюция состава гранитоидной магмы и ее продуктов в рамках одного тектоно-магматического цикла (этапа) наблюдается как во времени, так и в пространстве: от продуктов ранних фаз интрузий к поздним и от слабоэродированных интрузивных массивов к глубокоэродированным. Это изменение особенно отчетливо прослеживается, например, в интрузивах (S_2-P_1) в Западном Узбекистане [93], в них от более ранних формаций (диорит-гранодиоритовая) к более поздним (гранит-аляскитовая) и от северной группы интрузивов к южной (Зирабулакские и Каратюбинские) состав пород изменяется гомодромно. При этом в породах интрузивов северной группы преобладает натрий (или $Na = K$), а в южной — калий. В связи с таким характером изменения состава гранитоидов, как было отмечено выше, изменяется их металлогения: с интрузивами северной группы проявлена халькофильная (медь, полиметаллы, молибден, вольфрам), а с интрузивами южной группы — преимущественно литофильная (вольфрам, олово, бериллий, литий, графит) минерализация.

Значительное место в эволюции магматизма Средней Азии занимают эпохи постконсолидационной активизации, связанные с эпиорогенным внутриконтинентальным рифтогенезом. Они сменяли орогенный гомодромно развивавшийся магматизм известково-щелочной серии. Установлены пять эпох постконсолидационной активизации — рифейская, девонская, карбон-пермская, триасовая и палеоген-неогеновая. Все пять эпох активизации выделяются в Тянь-Шане и лишь одна ($P-N$) — в Южном Памире. Они фиксируют последовательную в направлении с севера на юг консолидацию земной коры. Однако и ранее консолидированные участки нередко вовлекались в повторные эпохи активизации. Для них характерен наиболее широкий спектр магматических формаций, состоящих из пород разной основности, но повышенной щелочности. В целом для Тянь-Шаня отмечается во времени антидромная последовательность проявления магматизма — от щелочных лейкогранитов рифея до щелочных базальтоидов палеогена.

В девонскую и карбон-пермскую эпохи преобладал магматизм латитовой серии, а в последней, кроме того, фиксируются интрузивы нефелиновых сиенитов. Изменялся в Тянь-Шане и профиль щелочности магматитов: от калиевого в рифее до натриевого в триасе и палеогене.

На Южном Памире профиль щелочности изменялся во времени от калий-натриевого до калиевого с сохранением антидромной последовательности магматизма.

Анализ химизма эпиорогенного вулканизма, проверенный с помощью ЭВМ на примере Кызылкум-Кураминского вулкано-интрузивного пояса (Кураминская зона), эпигеосинклинальной орогенной формации перми (Южно-Гиссарская зона) и геосинклинальной формации вторичной геосинклинали (Байсунская зона), показал, что эволюция магматизма в вулканической форме, развивающегося при наличии гранитного слоя в коре, в общем однотипна и направлена в сторону увеличения кремнекислых разностей магматитов и их щелочности. При этом неоднократная повторяемость процесса свойственна лишь эпиорогенному вулканизму вулкано-плутонических поясов.

Эволюцию магматизма рифтовых зон отличают свои особенности. Здесь магматизм представлен породами исключительно мафит-ультрамафитового состава, составившими габбро-пикрит-щелочно-оливин-базальтовую ассоциацию. В этой ассоциации намечаются два типа эволюции магмы. Первый, гомодромный, характеризуется параллельным возрастанием в базальтах кремнезема и щелочей, а второй тип, антидромный — уменьшением кремнезема и щелочей, что приводит к появлению в позднюю фазу магматической деятельности анкармитов. Эволюцию базальтов в рифтах обычно завершает внедрение мантийных пикритов.

В предыдущих главах, рассматривающих историю магматизма Средней Азии, выделены крупные эпохи магматической активности, в которые разные блоки и зоны характеризовались магматизмом разного типа. На этом основании сделан вывод о неодновременном развитии структур и разновременной консолидации континентальной земной коры Средней Азии. Вместе с тем видимая "хаотичность" магматизма по анализу химизма его продуктов является следствием закономерной непрерывно-прерывистой эволюции, обусловившей вынос из более глубоких зон литосферы в менее глубокие щелочей и глинозема, с которыми следует все больше малых и редких элементов литофильного ряда. Весь этот комплекс веществ поставляется магмами, имеющими определенную разномасштабную цикличность зарождения и внедрения. Так, в эвгеосинклиналях эволюция магматизма заключается в смене "примитивных" толеитов на более щелочные разности в прединверсионный этап, а альбитофиров (дифференциатов базальтовой магмы) поздней стадии развития геосинклиналей — на калий-натриевые коровые гранитоиды орогенного этапа. Во вторичных геосинклиналях эволюция протекает в том же направлении, но с продуктами более щелочными и с большим объемом кислых разностей, в которых превалирует калий. В вулкано-интрузивных

поясах, заложившихся по периферии срединных массивов, профиль эволюции тот же, но процесс более замедлен. Здесь наблюдается многократное повторение отрезков эволюционного процесса, но при более высокой и нарастающей в кислых продуктах исключительно калиевой щелочности магматитов.

В указанном эволюционном процессе "диссонирует" рифтовый магматизм. Он в некоторых случаях приостанавливает этот процесс, извергая ультраосновную и основную магмы. В последующем, после рифтогенеза, эволюционный процесс продолжается без видимых изменений. Однако следует заметить, что продукты рифтового магматизма всегда несут черты сходства с теми продуктами магматизма, в режиме которых он проявился. Например, продукты рифтогенеза на океаническом этапе имеют исключительно натриевый профиль щелочности, а прединверсионном этапе — калий-натриевый, в эпиплатформенном — калиевый. Таким образом, в целом и продукты рифтового магматизма, судя по характеру щелочности, отражают направленное, а не хаотичное развитие магматизма.

Если рассмотреть проявления щелочных базальтоидов в Центральном и Южном Памире (бартангская и пшартская серии), Афганском Бадахшане и восточной части Копетдага (Бадхызские проявления) в третичное время, бросаются в глаза два обстоятельства: во-первых, строго ограниченное их распространение вдоль субширотных глубинных разломов палеозойского заложения — Рушанско-Пшартского, Акбайтальского и Предкопетдагского, во-вторых, сейсмогенность этих разломов, с которыми в настоящее время проявляются глубокофокусные мантийные землетрясения. Эти и другие признаки (вулканические проявления на рубеже неогена и четвертичного времени в Юго-Восточном Памире, интенсивная гидротермальная деятельность и т.п.) позволяют предположить продолжение магматических процессов в интрузивной форме в недрах литосферы этого района. По мнению М.Дж. О'Хара и Х.С. Йодера, вулканическая активность, сопровождающаяся экструзией толеитовых и щелочных базальтов, обычно ассоциирует с глубокофокусными землетрясениями. Если эти землетрясения, имеющие фокус на глубине 60 км и более, происходят в области образования магмы, то процессы плавления ее связаны с соотношениями между расплавами и породами, имеющими минеральный состав эклогитовой фации и представляющими вещество верхней мантии.

В соответствии с этими идеями можно представить следующий механизм проявления вулканизма в Средней Азии, особенно для Южного Памира: глубинная тектоника (может быть сжатие) = частичное плавление мантии и низов земной коры с образованием эклогитов, остающихся на глубине, и базальтового расплава = расколы и раздвиги (расширение) — экструзия базальтовой магмы на поверхность. Все эти явления, особенно в конечных фазах, сопровождаются усилением сейсмических процессов.

Завершая рассмотрение эволюции магматизма Средней Азии, еще раз подчеркнем, что общая ее направленность сводится к выносу из глубин к поверхности земли кремнезема, глинозема и щелочей, что

в конечном счете выражается в формировании континентальной земной коры.

Скорость формирования последней обуславливается составом мантии в нуклеарную и кратонную стадии тектоно-магматической эволюции. Чем более основной ее состав, тем больше скорость эволюционного процесса и разнообразнее формы геотектонических структур и многообразнее магматические формации. Напротив, наиболее кислому (пироксенитовому) составу мантии в упомянутые стадии тектоно-магматической эволюции Земли присуща меньшая скорость формирования континентальной коры, но при этом она достигает большой мощности. Магматизм отличается малыми объемами вулканической деятельности преимущественно базальтоидного состава субщелочного ряда и большими масштабами гранитоидного магматизма, в котором значительная роль принадлежит высокоглиноземистым гранитам, внедрившихся во времени неоднократно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Средняя Азия представляет собой регион, в котором магматизм проявлялся от архея до начала четвертичного времени, а продукты его в абсолютном летоисчислении имеют возраст от 3 млрд лет до 1 млн лет.

Анализ продуктов магматизма позволил выделить 307 магматических формаций, из которых на долю плутонических приходится 186, а вулканических — 121. Определенные совокупности этих формаций соответствуют 13 геотектоническим режимам, которые сменялись в пространстве и во времени, обусловив формирование в палеозое 28 обособленных пространственно структурно-формационных зон на территории Средней Азии.

Сделанный нами в 1977 г. [93] вывод о неодновременном образовании гранитно-метаморфического слоя на территории Узбекистана получил дальнейшее подтверждение и развитие в материалах по Средней Азии. Так, установлено, что зарождение этого слоя относится к раннему докембрию и связано с формированием так называемых протоконтинентов в отличие от палеоокеанов, территория которых характеризуется мафит-ультрамафитовым магматизмом.

Возникшая в глубоком докембрию структурная и магматическая неоднородность территории Средней Азии достигла максимума в палеозое, а в мезозое пошла на убыль, завершившись в палеоген-неогене однотипным магматизмом, соответствующим постконсолидационной активизации складчатой области.

К этому времени на всей территории Средней Азии сформировалась континентальная кора. Ранее нами уже отмечалось, что массовое внедрение коровых гранитоидов в том или ином регионе указывает на консолидацию гранитно-метаморфического слоя. По этому признаку гранитно-метаморфический слой в Северном и Среднем Тянь-Шане сформировался к раннему палеозою, в Южном Тянь-Шане и Северном Памире — в позднем палеозое, а на Южном Памире (без юго-западной его части) — в мезозое. При этом надо иметь в виду, что в эвгеосинклиналях, развивавшихся на меланократовом субстрате, массовое внедрение гранитоидов происходило единожды, тогда как на протоконтинентах в мио- и вторичных геосинклиналях наблюдается неоднократное, сближенное во времени внедрение гранитоидов, обусловленное подчас активизацией под влиянием смежно развивающейся эвгеосинклинали. Индикаторами консолидированной

континентальной коры являются формации повышенной основности и щелочности латитового ряда.

В Средней Азии установлено четыре возрастных этапа проявления щелочно-базальтоидного магматизма постконсолидационной активизации: 1) среднепалеозойский (D_2), 2) средне-верхнепалеозойский, 3) триасовый и 4) кайнозойский. Каждый из этих этапов сопровождался калиевым и калий-натриевым щелочно-базальтоидным магматизмом, который сменял предшествовавший ему орогенный гомодромный вулканизм базальт-андезит-дацит-липаритового известково-щелочного ряда повышенной щелочности. Эти качественно новые проявления магматизма знаменуют эпоху активизации глубинных процессов, выразившихся в резком увеличении основности и щелочности магматических расплавов, фиксирующих условия консолидации (зрелости) континентальной коры. По составу этот магматизм антидромный по отношению к предшествовавшему орогенному, а по существу является революционным процессом на фоне направленного развития магматизма.

Типизация формаций в соответствии с геотектоническими режимами позволила выявить индикаторную роль магматизма в установлении состояния земной коры и характера ее эволюции на территории Средней Азии. Так, установлено, что формации "примитивных" толеситовых базальтов и гавайитов характеризуют геотектоническую обстановку палеоокеана, пикрит-базальтовые ассоциации являются индикаторами рифтового магматизма в условиях отсутствия континентальной коры, а коровые гранитоиды соответствуют орогенному этапу развития геосинклиально-складчатой области. По составу базальтоидов и характеру ассоциации их с кремнекислыми разностями вулканитов, а также длительности вулканизма устанавливаются типы геосинклиналей и стадии их развития.

Неоднократное проявление во времени и в пространстве магматизма ультраосновного, основного, среднего и кислого составов позволило наметить направленный характер эволюции его на разных уровнях магмаобразования — мантийном, базальтовом и коровом. В целом эволюция магматизма сводится к поокислению его продуктов, к увеличению в них содержания глинозема и щелочей, в которых роль калия во времени возрастает. Указанная однонаправленность эволюции магматизма привела к формированию континентальной земной коры, которая складывалась из продуктов магматизма разных геотектонических режимов, протекавших с разными скоростями и в разных латеральных и возрастных сочетаниях, обуславливая мозаичное строение континентальной земной коры Средней Азии.

Выявленные закономерности развития магматизма послужат целям металлогенического анализа и прогноза эндогенных полезных ископаемых на территории Средней Азии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдулаев Х.М.* Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1960.
2. *Азимов М.Т., Айзенштат В.И., Аскарлов Ф.А.* и др. Гранитоидные формации Узбекистана. Ташкент: Фан, 1970.
3. *Акрамов М.Б., Пейкре Ю.Б., Тадждинов Х.С.* Химический состав магматических горных пород Рушанско-Пшартской зоны (Южный Памир). Душанбе: Дониш, 1982.
4. *Акрамов М.Б., Халилов М.Х., Норметов О.* Интрузивный магматизм западной части Центрального Памира. Душанбе: Дониш, 1977.
5. *Арапов В.А.* Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона. Ташкент: Фан, 1983.
6. *Аскарлов Ф.А., Бигаева А.Р., Сайдыганцев С.М.* Абсолютная геохронология магматических формаций Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974.
7. *Бабаходжаев С.М.* Интрузивные комплексы Западного Карамазара и Молголтау. Душанбе: Дониш, 1982.
8. *Бабаходжаев С.М.* Петрология и особенности геохимической специализации интрузивных комплексов Восточного Карамазара (Северный Таджикистан). Душанбе: Дониш, 1976.
9. *Байбулатов Э.Б., Боконбаев К.Дж., Сабельников С.Е., Соломович Л.И.* Гранитоиды восточной части Южного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1973.
10. *Бакиров А.Б., Королева В.Г.* Возраст древнейших пород Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 7.
11. *Бакиров А.Б.* Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978.
12. *Бакиров А.Б.* Эндогенные геологические формации Киргизии. Фрунзе: Илим, 1984. Ч. 2: Метаморфические формации.
13. *Баранов В.В., Кромская К.М., Висьневский Я.С.* Габброидные комплексы западной части Южного Тянь-Шаня и их минералогия. Ташкент: Фан, 1978.
14. *Баратов Р.Б., Буданова К.Т., Буданов В.И.* и др. Докембрий Таджикистана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52, вып. 5.
15. *Баратов Р.Б.* Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанные с ними оруденения. Душанбе: Дониш, 1966.
16. *Баратов Р.Б., Лутков В.С.* Эволюция магматических процессов в складчатых областях Памира и Южного Тянь-Шаня (Таджикистан) // Эволюция магм в главных структурах Земли. М.: Наука, 1983.
17. *Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова З.Г.* и др. Вулканические формации. Новосибирск: Наука, 1982.
18. *Белькова Л.Н.* Докембрий Тянь-Шаня и проблема регионального метаморфизма. Л.: Недра, 1978.
19. *Богатииков О.А., Зоненшайн Л.П.* Магматизм и геодинамика // Петрология: МГК XXVII сес.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 9.
20. *Богатииков О.А., Борсук А.М., Дмитриев Ю.И.* и др. Эволюция магматизма в истории Земли // Петрология: МГК. XXVI сес.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980.
21. *Богатииков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В.* и др. Классификация и номенклатуры магматических горных пород. М.: Недра, 1981.
22. *Богдецкий В.Н.* Сонкульский интрузивный комплекс и связанные с ним постмагматические изменения: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. Ташкент: ИГиГ АН УзССР, 1983.
23. *Богдецкий В.Н.* Формационная принадлежность и особенности становления Сонкульско-Коктурпакского комплекса // Геохимия и металлогения эндогенных процессов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1977.
24. *Боконбаев К.Дж., Грошев А.К.,*

- Колесников Я.И. и др. Генетические типы гранитоидов Киргизии и их рудоносность // Магматизм, метаморфизм и оруденение. Фрунзе: Илим, 1978.
25. Буданова К.Т., Буданов В.И. Метаматматические формации Юго-Западно-го Памира. Душанбе: Дониш, 1983.
26. Бухарин А.К. История развития палеозойд западной части Советского Тянь-Шаня (к западу от Таласо-Ферганского разлома): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Алма-Ата: ИГН АН КазССР, 1979.
27. Васильковский Н.П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя Юго-Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1952.
28. Геология СССР. Т. 25. Киргизская ССР. М.: Недра, 1972.
29. Гесь М.Д., Королев В.Г. Серпентинитовый меланж в Северном Тянь-Шане (Северное Присонкулье) // ДАН СССР. 1979. Т. 248; № 3.
30. Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1981.
31. Далимов Т.Н. Кислый вулканизм складчатых областей. Ташкент: Фан, 1982.
32. Далимов Т.Н., Айзенштат В.И. Фациальность гранитоидных формаций Узбекистана. Ташкент: Фан, 1972.
33. Дмитриев Э.А. Кайнозойские калевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе: Дониш, 1976.
34. Докембрий Средней Азии. Л.: Наука, 1982.
35. Зайченко Е.П. Гранито-риолитовая вулканоплутоническая формация Северного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983.
36. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии / Под ред. И.Х. Хамрабаева. М.: Наука, 1977.
37. Земная кора и верхняя мантия Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1981.
38. Земная кора Узбекистана: Ташкент: Фан, 1974.
39. Изох Э.П. Место гранитоидных формаций в истории геологического развития Западного Узбекистана // Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск: Наука, 1975.
40. Карта магматических комплексов Узбекской ССР. Ташкент: Фан, 1984.
41. Карякин А.П. Контактные ореолы габбро-перидотитовых интрузий Северного Памира // ДАН ТаджССР. 1979. Т. 22, № 2.
42. Каталог интрузивных массивов Узбекистана. Ташкент: Фан, 1975. Кн. 1, 2.
43. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
44. Кустарникова А.А. О типах палеовулканизма как индикатора состояния палеокоры на территории Южного Тянь-Шаня // Магматизм и глубинное строение земной коры Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982.
45. Кустарникова А.А. Вулканогенные формации Западного Узбекистана // Вулканогенные формации Узбекистана. Ташкент: Фан, 1977.
46. Лаврусевич В.И., Карякин А.П. Возраст, состав и степень метаморфизма висхарьской свиты Юго-Западного Дарваза // Новые данные по геологии Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1977. Вып. 4.
47. Леснов Ф.П., Васильев Ю.Р., Наричнев В.В. Геология, петрография и геохимия Гишунского базит-гипербазитового плутона (Северный Памир) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1982. Вып. 1.
48. Леснов Ф.П. Новые данные по геологии и петрологии Сарталинского полигенного базит-гипербазитового плутона (Южный Тянь-Шань) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1982. Вып. 1.
49. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980.
50. Магматические формации СССР. Л.: Наука, 1979.
51. Магматические, метаморфические формации Средней Азии и петрологические критерии их рудоносности. Ташкент: Фан, 1983.
52. Макарычев Г.И. Геосинклиальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978.
53. Марковский Б.А., Ротман В.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981.
54. Метаморфические формации Узбекистана. Ташкент: Фан, 1977.
55. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. Л.: Недра, 1983.
56. Михайлов Н.П., Баранов В.В. О структурах спинифекс в пикритах Южного Тянь-Шаня // Узб. геол. журн. 1981. № 4.
57. Михайлов Н.П., Семенов Ю.Л. Эффузивные и гипабиссальные ультрамафиты складчатых областей // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1976. Вып. 4.
58. Мушкин И.В. Петрология верхней

мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979.

59. *Нарижнев В.В., Стеблова В.М.* Первые сведения о расслоенной интрузии перидотит-анортозит-габбрового состава на Памире // Сов. геология. 1979. № 1.

60. *Нарижнев В.В., Стеблова В.М.* Особенности развития рифейского?—раннепалеозойского магматизма Северного Памира // ДАН ТаджССР. 1982. Т. 25, № 2.

61. *Николаев В.А.* Материалы к петрографии Восточной Ферганы // Геологическая карта Средней Азии. Л.: Геол. ком., 1928. Ч. 2.

62. *Нурлыбаев А.Н.* Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата: Наука, 1973.

63. Памир—Гималаи: Глубинное строение земной коры. М.: Наука, 1982.

64. *Панкратьев П.В., Михайлова Ю.В.* Рудные формации стратиформных свинцово-цинковых месторождений Узбекистана. Ташкент: Фан, 1981.

65. Петрография Узбекистана. Ташкент: Наука, 1964. Кн. 1; 1965. Кн. 2.

66. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая / Под ред. Р.Б. Баратова. Душанбе: Дониш, 1978.

67. *Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П.* Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984.

68. *Пинус Г.В., Велинский В.В., Васильев Ю.Р.* Проблемы формаций ультраосновных пород // Проблемы магматических формаций. М.: Наука, 1974.

69. *Пинус Г.В., Колесник Ю.Н.* Альпинотипные ультрамафиты Юга Сибири. М.: Наука, 1966.

70. *Покровский А.В.* Метаморфические комплексы Южного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974.

71. *Попов В.И.* Ядерная теория развития земной коры. Ташкент: Фан, 1960.

72. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана / Под ред. Р.Б. Баратова. Душанбе: Дониш, 1976.

73. *Рахманов К.А.* Формация щелочных базальтоидов пермо-триасового возраста // Вулканогенные формации Узбекистана. Ташкент: Фан, 1971.

74. *Рахманов К.А.* Формация щелочных базальтоидов // Магматические формации и фации Узбекистана. Ташкент: Фан, 1977.

75. *Рахманов К.А.* Петролого-геохимические критерии рудоносности (фтороносности) формации щелочных базаль-

тоидов юго-западных отрогов Чаткальского хребта // Магматизм и глубинное строение земной коры Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982.

76. *Рахманов К.А.* Петролого-геохимические особенности и некоторые вопросы рудоносности пермо-триасового комплекса щелочных базальтоидов северной части Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ташкент: ИГиГ АН УзССР, 1974.

77. *Рахманов К.А.* Щелочность фтористых природных магм как возможный индикатор постмагматического флюоритогенеза // Тез. докл. X семинара "Геохимия магматических пород". М.: ГЕОХИ АН СССР, 1984.

78. *Сахама Т.* Калиевые щелочные породы // Щелочные породы. М.: Мир, 1976.

79. *Свешникова Е.В., Лапутина И.П.* Особенности вещественного состава эпидейцитовых вулканитов некоторых регионов СССР // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1983. № 8.

80. *Семенов Ю.Л.* Габбро-перидотитовые и пикрит-габбро-диабазовые комплексы Тянь-Шаня и Памира. Л.: Недра, 1982.

81. *Соломович Л.И., Сабельников С.Е.* Граниты рапакиви в Южном Тянь-Шане // Геологические формации и рудоносность Киргизии. Фрунзе: Илим, 1978. Вып. 105.

82. *Старцев О.А.* Офиолиты и вулканогенные толщи хребта Сев. Нуратау (Южный Тянь-Шань): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976.

83. *Стеблова В.М., Нарижнев В.В.* К характеристике каменноугольных образований Юго-Западного Дарваза (Северный Памир) // ДАН ТаджССР. 1978. Т. 21, № 3.

84. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982. Т. 1—2.

85. *Таджибаев Г.Т., Дзайнуков А.Б.* Первая находка щелочных базальтоидов с ксенолитами глубинных пород в Срединном Тянь-Шане // ДАН ТаджССР. 1983. Т. 26, № 4.

86. *Таджидинов Х.С.* Вулканизм Центрального Памира // Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973.

87. *Таджидинов Х.С.* Эволюция состава продуктов докембрийского магматизма Южного Памира // Петрология литосферы и рудоносность. Л.: Наука, 1981.

88. *Тадждинов Х.С.* Петрохимия докембрийских магматитов Южного Памира // Минералогия Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1982. Вып. 6.
89. *Таусон Л.В., Соломович Л.И., Захаров М.И.* Геохимия монцитонитовых интрузий кенсуйского комплекса // ДАН СССР. 1979. Т. 248, № 4.
90. Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978.
91. *Туляганов Х.Т., Яскович Б.В.* Геологическая карта Узбекской ССР. Ташкент: Фан, 1980.
92. *Урунбаев К.* Потенциальная рудоносность магматических формаций верхнего палеозоя Восточного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1978.
93. Фации и формации магматических пород Узбекистана. Ташкент: Фан, 1977.
94. *Хамрабаев И.Х.* Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. Ташкент: Фан, 1969.
95. *Хамрабаев И.Х.* Пикритовые тела Южного Тянь-Шаня как продукты вещества мантии // Петрология: МГК. XXIV сес.: Докл. сов. геологов. Пробл. 2. М.: Наука, 1972.
96. *Хамрабаев И.Х.* Генетические типы гранитоидов Средней Азии и их рудоносность // Магматизм, метаморфизм и оруденение: (Материалы к II Среднеаз. петрогр. совещ.). Фрунзе: Илим, 1978.
97. *Хамрабаев И.Х., Абубакиров И.К.* К вопросу о происхождении альпинотипных ультрамафитов Средней Азии // Ультраосновные магмы и металлогения. Владивосток: Ин-т геологии ДВНЦ АН СССР, 1983.
98. *Хамрабаев И.Х., Абубакиров И.К., Тадждинов Х.С.* Мафиты и ультрамафиты в земной коре Средней Азии // Магматизм и глубинное строение земной коры Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982.
99. *Хамрабаев И.Х., Баранов В.В., Висьневский Я.С., Муминов Ш.А.* Офиолитовые пояса Средней Азии // Тез. докл. Междунар. симпоз. "Офиолиты в земной коре". М.: Наука, 1973.
100. *Хесс Х.Х.* Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез // Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
101. *Шванов В.Н.* Формации океанического дна в метаморфическом майлиуском разрезе Северо-Восточной Ферганы // ДАН СССР. 1977. Т. 232, № 5.
102. *Шпотова Л.В., Ушаков В.Н.* Палеозойский щелочно-базальтовый вулканизм запада Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1981.
103. Эволюция вулканизма Узбекистана. Ташкент: САИГИМС, 1979.
104. *Joplin G.A.* The shoshonite association: A review // J. Geol. Soc. Austral. 1968. Vol. 15.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
<i>Глава 1</i>	
К вопросу о тектонических предпосылках районирования территории Средней Азии	7
<i>Глава 2</i>	
Докембрийские магматические формации протоконтинентов и палеоокеана	18
Раннедокембрийская metabазальтовая формация протоконтинентов	18
Мигматит-гранитогнейсовая формация	28
Тоналит-гранодиорит-плагиогранитовая формация	38
Чарнокитовая формация	42
Нижнерифейские вулканогенные формации	44
Позднедокембрийская metabазальтовая формация палеоокеана	46
Габбро-перидотитовая формация	51
Перидотит-пироксенит-габбровая формация	56
Габбро-диабазовая формация	59
Магматические формации зеленокаменного пояса	61
Щелочная metabазальт-металипаритовая формация	61
Щелочная пироксенит-габбро-диабазовая формация	62
<i>Глава 3</i>	
Магматические формации байкалид	65
Геосинклинальные формации	65
Базальтовая формация	65
Базальт-андезитовая формация	66
Габбро-диорит-плагиогранитовая формация	67
Орогенные формации	69
Диорит-гранодиорит-гранитовая формация	69
<i>Глава 4</i>	
Магматические формации каледонид	72
Геосинклинальные формации	72
Базальтовая формация	72
Габбро-диорит-плагиогранитовая формация	74
Тоналит-гранодиорит-монцитовая формация	75
Орогенные формации	76
Андезит-дацитовая формация	76
Диорит-гранодиорит-гранитовая формация	77
<i>Глава 5</i>	
Магматические формации герцинид	79
Геосинклинальные формации	79
Metабазальтовая формация	84
Толсит-базальтовая формация	86
Габбро-перидотитовая формация	89

Метабазальт-метаандезит-метадацитовая формация	98
Липаритовая формация	101
Базальт-андезит-дацит-липаритовый формационный тип	102
Базальт-липаритовая формация	115
Андезито-базальтовая формация	120
Габбро-диорит-гранодиоритовая формация	123
Габбро-плагиигранитовая формация	129
Андезитовая формация	130
Дацит-андезитовая формация	132
Рифтовые формации	136
Метапикрито-метабазальтовая формация	136
Метабазальтовая субщелочная формация	142
Трахит-трахибазальтовая формация	144
Щелочно-оливин-базальтовая формация	145
Оливин-базальтовая формация	153
Пикрит-габбро-диабазовая формация	154
Субщелочная оливин-базальтовая формация	158
Субщелочная оливин-лейкобазальтовая формация	160
Пикрит-базальтовая формация	161
Меланобазальтовая субщелочная формация	163
Орогенные формации	166
Тоналит-трондьемитовая формация	167
Перидотит-пироксенит-габбровая формация	168
Перидотит-норит-габбровая формация	169
Габбро-диорит-гранодиоритовая формация	170
Гранодиорит-гранитовая формация	178
Гранит-лейкогранитовая формация	186
Дацит-липаритовая и гранитоид-порфировая формации	190
Габбро-монзонит-граносиенитовая формация	193
Сиенит-граносиенитовая формация	199
Формация гранитов рапакиви	201

Глава 6

Магматические формации киммеридо-альпид	203
Орогенные формации	204
Трахибазальт-трахиандезит-дацит-липаритовая формация	204
Габбро-монзонит-граносиенитовая формация	206
Габбро-диорит-гранодиоритовая формация	208
Гранодиорит-гранитовая формация	209
Формация высокоглиноземистых гранитов	211
Монзонитовая формация	212
Гранит-граносиенитовая формация	213
Гранит-лейкогранитовая формация	214

Глава 7

Магматические формации постконсолидационной активизации	216
Магматические формации рифейской эпохи активизации	216
Щелочно-лейкогранитовая формация	216
Магматические формации девонской эпохи активизации	217
Латит-трахиандезит-трахилипаритовая формация	217
Монзонит-сиенитовая формация	218
Трахилипаритовая формация	219
Щелочно-лейкогранитовая формация	219
Формация щелочных базальтоидов	221
Магматические формации позднепалеозойской эпохи активизации	224
Трахибазальт-трахиандезит-дацитовая формация	224
Габбро-диорит-гранодиоритовая формация	226
Габбро-монзонит-сиенитовая формация	229
Формация субщелочных и щелочных базальтоидов	233
Лейкогранитовая формация	244

Формация щелочных и нефелиновых сиенитов	247
Фонолит-трахитовая формация	250
Магматические формации раннемезозойской эпохи активизации	251
Формация щелочных базальтоидов	251
Магматические формации кайнозойской эпохи активизации	252
Щелочно-оливин базальтовая формация	252
Формация щелочных габброидов	255
Формация щелочных габброидов, щелочных сиенитов и субщелочных риодацитов	256

Глава 8

Об эволюции магматизма Средней Азии	257
Заключение	269
Литература	271

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА СРЕДНЕЙ АЗИИ

*Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
им. Х.М. Абдуллаева
Академии наук УзССР*

Редактор
Т.А. Касаткина
Художник
А.М. Драговой

Художественный редактор
М.Л. Храмцов

Технический редактор
Л.В. Русская

Корректор
Т.И. Шеповалова

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 35189

Подписано к печати 21.10.86. Т — 15169
Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 17,5. Усл.кр.-отг. 17,7. Уч.-изд.л. 20,8
Тираж 600 экз. Тип. зак. 764. Цена 3 р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати:

Н.В. Бердников "Термобарогеохимия метаморфических пород комплексов Дальнего Востока". — 15 л. — 2 р. 30 к.

В монографии рассмотрена флюидная специализация процессов метаморфизма в различных геодинамических обстановках. Исследована информативность включений в минералах в плане диагностики и изучения полиметаморфизма, выяснения эволюции флюида в течение одного цикла метаморфизма. Предложен ряд методических приемов работы с метаморфогенными включениями.

Для геологов, минералогов, геохимиков.

Геохимия континентального вулканизма. — 20 л. — 3 р.

В книге обобщены результаты исследований по петрологии и геохимии вулканических ассоциаций из различных провинций СССР (Кузнецкий Алатау, Кавказ, Прибайкалье и др.). На основе большого фактического материала рассмотрены закономерности формирования континентальных известково-щелочных и щелочно-базальтовых серий, особенности распределения в них различных индикаторных элементов-примесей, а также роль магматических включений в решении генетических вопросов.

Для геологов, минералогов, геохимиков и петрографов.

Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. — 45 л. В пер.: 7 р. 30 к.

В монографии рассмотрена общая направленность эволюции магматизма в геологической истории Земли. Проведен анализ геохронологической последовательности важнейших этапов магматической активности в различных регионах, представлена характеристика вещественной специфики магматизма каждого из этапов, охарактеризованы закономерности пространственного распределения магматических пород в литосфере, рассмотрено происхождение главнейших типов магм и их ассоциаций.

Для геологов, географов, историков и экономистов.

Новые данные о минералах. Вып. 34. — 20 л. — 3 р.

Сборник посвящен разнообразным вопросам минералогии, физическим свойствам, химическому составу минералов и их генетическим аспектам. Описаны новые выставки в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана АН СССР — "Минералы высоких давлений" и "Минералы скарнов", а также минералы зарубежных месторождений — голдфилдит из Болгарии и таумасит из Индии. Приведены новые данные о "горчичном золоте", кальциевом родохразите, свинецсодержащем паркерите, ходрушите.

Для геологов, минералогов и геохимиков.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ
АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ "КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":

Магазины "Книга-почтой":

252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 197345 Ленинград, Петрозаводская, 7; 117192 Москва,
Мичуринский пр-т, 12

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 /"Книга-почтой"/; 370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 /"Книга-почтой"/; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 /"Книга-почтой"/; 320093 Днепрпетровск, пр-т Гагарина, 24 /"Книга-почтой"/; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 /"Книга-почтой"/; 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 /"Книга-почтой"/; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 /"Книга-почтой"/; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252030 Киев, ул. Пирогова, 2; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 /"Книга-почтой"/; 343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 /"Книга-почтой"/; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 /"Книга-почтой"/; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 /"Книга-почтой"/; 103009 Москва, ул. Горького, 19-а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 /"Книга-почтой"/; 142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пушкино, Московской обл., МР, "В", 1; 620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 /"Книга-почтой"/; 700000 Ташкент, ул. Ф. Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 /"Книга-почтой"/; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 634050 Томск, Академический пр-т, 5; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 /"Книга-почтой"/; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 /"Книга-почтой"/; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 /"Книга-почтой"/

3р. 20 к.

5126