

Г
РАНИТОИДНЫЕ
ФОРМАЦИИ
УЗБЕКИСТАНА



АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ИМ. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

552, 3

П. Т. АЗИМОВ, В. И. АЙЗЕНШТАТ,
Ф. А. АСКАРОВ, В. Я. КАЗАКЕВИЧ, А. КАЮМОВ,
О. КУШМУРАДОВ, Р. А. МАГДИЕВ, К. У. УРУНБАЕВ,
И. Х. ХАМРАБАЕВ, С. ЮЛДАШЕВ

ГРАНИТОИДНЫЕ
ФОРМАЦИИ
УЗБЕКИСТАНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР
ТАШКЕНТ — 1970

442

В книге рассматриваются вопросы возрастного расчленения гранитоидов Узбекистана по геологическим данным и результатам определения абсолютного возраста. Выделена серия гранитоидных формаций различного фациального облика. Основную часть монографии составляет исследование петрографо-геохимических особенностей и фациальности гранитоидов. Описываются породообразующие, аксессуарные минералы гранитоидных интрузий Западного и Восточного Узбекистана. Даются краткие сведения о их рудоносности и геохимической специализации.

Книга рассчитана на научных работников и аспирантов, специализирующихся в области петрологии и металлогении, а также на геологов-съемщиков.

Отв. редактор — член-корреспондент
АН УзССР *И. М. ИСАМУХАМЕДОВ*



ВВЕДЕНИЕ

Данная книга — часть большого исследования по петрологии, геохимии и рудоносности магматических и метаморфических пород Узбекистана.

Материалы, касающиеся петрографии магматических пород Узбекистана, обобщены и изложены в двухтомной монографии «Петрография Узбекистана» (1964, 1965).) В ней собран весь доступный фактический материал, включая химические анализы горных пород и минералов, а также данные определений абсолютного возраста по состоянию на 1965 г., и отражены существующие взгляды на генезис пород. В работе указывается на переходный характер нынешнего этапа от общих петрологических исследований к более углубленным с применением различных физических, химических и математических методов. Высказано мнение о необходимости изучений с формационным и металлогеническим уклоном.

В данной работе мы попытались придерживаться этих принципов. В нее вошли в обобщенном и сильно сокращенном виде материалы И. Х. Хамрабаева, П. Т. Азимова, К. Урунбаева и др. за 1962—1966 гг., Р. А. Магдиева (1964), Ф. А. Аскарлова (1965), П. Т. Азимова (1966), В. И. Айзенштата (1967), О. Кушмурадова (1967) и А. Каюмова (1967). При выборе массивов для исследования и освещения мы руководствовались особенностями их металлогении и позициями в различных структурно-формационных зонах Средней Азии, поэтому излагаемый материал характеризует все разнообразие гранитоидных интрузивов малых и средних глубин на территории Узбекистана (кроме Чаткальской подзоны).

При выборе объектов (массивов) для детальных петролого-геохимических исследований обращалось также внимание на фациальность и металлоносность. При этом необходимо было выявить геологические, минералогические и геохимические признаки, свойственные гранитоидным интрузивам с различной продуктивностью. Мы поставили цель разработать петрографические критерии рудоносности и на основе этого установить потенциальные минерально-сырьевые возможности еще не изученных и закрытых массивов. Так, были изучены Северо-Нуратинские интрузивы, имеющие преимущественно золоторудную минерализацию, и Южно-Нуратинские — несущие редкометальное оруденение. Исследованы также массивы, в которых пока неизвестны соответствующие проявления оруденения, но которые размещаются в пределах отдельных рудных поясов: Тамдынский интрузив, находящийся в золоторудном поясе, Кульджуктауские интрузивы — в редкометальном поясе, интрузивы Султануиздага — на стыке золоторудных, редкометальных

поясов Западного Узбекистана и медноколчеданных и железорудных Южного Урала. Из числа интрузивов Чаткало-Кураминского региона изучены интрузивы так называемой «переходной зоны» юго-западных отрогов Чаткальского хребта и малые интрузии Алмалыкского района. Интрузивы названных районов сопровождаются медно-молибденово-золотым, полиметаллическим, железным оруденением и флюоритовой минерализацией.

В настоящей работе описаны не все изученные нами массивы: из Южно-Нуратинских интрузивов — Актауский, из Кульджуктауских — Тозбулакский и Таушанский, из многочисленной группы малых интрузивов — интрузивы северного склона Кураминского хребта. Сведения об остальных интрузивах можно найти в монографиях И. М. Исамухамедова (1955), И. Х. Хамрабаева (1958), И. М. Исамухамедова, П. Д. Купченко, Б. Ф. Василевского (1964), в «Петрографии Узбекистана» (1964, 1965) и других работах.

Некоторые массивы и дайки, несущие черты образований субвулканических фаций или относимые к малым интрузиям, будут рассмотрены в следующем томе о вулканогенных формациях.

Несколько слов о принятой терминологии и прежде всего о термине «формация». Общепризнанного определения этого термина вообще и применительно к магматическим породам, в частности, нет.

Большинство авторов (Хамрабаев, 1958; Хамрабаев, Кустарникова, и др., 1964, 1965; Азимов, 1967; и др.) применяют этот термин для обозначения продуктов, образовавшихся в течение одной фазы магматической деятельности. Таким образом, «формация» рассматривается здесь как составная часть магматического комплекса (в понимании Г. Д. Афанасьева и др.). Второй пленум Среднеазиатского петрографического совета, принявший в марте 1967 г. определения понятий, относящихся к явлениям магматизма, оставил термин «формация» без определения, а продукты отдельных фаз магматизма рекомендовал пока называть по преобладающему типу породы (гранодиоритовая, диоритовая и т. п.). Определение этого понятия, предлагаемое Ю. А. Кузнецовым (1964), страдают в одном случае абстрактностью, а в другом — неясностью и перемежаются с понятием «магматический комплекс». Поэтому, хотя мы и употребляем в данной работе этот термин, однако конкретно его еще не определяем. Он дается нами в несколько вольной интерпретации, близкой к принятому ранее понятию, и обозначает одновременно интрузивные магматические массивы и слагающие их продукты отдельных фаз интрузий. В отличие от этого, под «магматическим комплексом» подразумевается совокупность магматических образований, формирующихся в течение магматического цикла. Таким образом, магматический комплекс слагается из пород одной или нескольких формаций. В конкретном случае мы говорим о комплексе гранитоидов того или иного возраста. Формациям соответствуют фазы интрузий, а комплексам — магматические циклы.

Под «фацией» понимаются условия и среда формирования магматических тел. Одна и та же формация (гранитовая, гранодиоритовая или диоритовая) может быть продуктом различных условий формирования, или для краткости — различной фациальности.

часть I

ПРОЯВЛЕНИЯ ВО ВРЕМЕНИ
И ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Глава I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ОСНОВАНИЯ УЗБЕКИСТАНА И УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ В НЕМ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Говоря о палеозойском основании, мы имеем в виду всю область распространения палеозойских осадочно-метаморфических и магматических формаций, включая формации, перекрытые плащом более молодых мезозойских и кайнозойских отложений. Такие закрытые площади составляют почти 3/4 всей территории Узбекистана. Это большая часть Кызылкумов, относимых к так называемой Туранской «эпигерцинской платформе или плите», районы Каршинской и Карнабчульской степей и Ферганская депрессия.

Как показали специальные исследования (М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов и др., 1966, Х. У. Узаков, 1965, М. Н. Чарыгин, В. С. Князев и др., 1966) палеозойское основание (очень часто называемое «фундамент») залегает на различных глубинах.

В районе Центральных Кызылкумов оно с заключенными в нем гранитоидными интрузиями находится на глубине 0—1000 м, в Амударьинской зоне прогиба — 3500—4500 м, а в Ферганской депрессии — 6000—10000.

Если рассмотреть карту палеозоя со снятым чехлом мезокайнозоя (рис. 1), то можно увидеть, что выходы магматических пород составляют 27,6% (113423 км²) от общей площади республики (408700 км²). Из них на долю вулканогенных формаций преимущественно среднего, кислого, реже основного состава приходится 74312 км², на интрузивы базитов и гипербазитов — 894, на интрузивы гранитоидов — 38217 км².

Как видим, на долю выходов гранитоидных интрузивов приходится около 10% общей площади республики или более 30% всех выходов магматических пород. Эти данные позволяют говорить о территории Узбекистана как области широкого развития гранитоидных формаций. Такой вывод согласуется с известной характеристикой площади Узбекистана и большей части территории Средней Азии (за исключением Памира и Северного Тянь-Шаня) как герцинской геосинклинальной области.

На существующих схемах тектонического районирования В. И. Попова (1938), Х. М. Абдуллаева (1960) и др. территория Узбекистана попадает в западные части Западно-Тяньшанской и Южно-Тяньшанской структурно-формационных зон и примыкающих к ним срединных массивов (Кураминского и Гиссарского). В последних схемах В. И. Попова (1960) складчатые зоны Южного и Западного Тянь-Шаня именуются междуядерными, а срединные массивы — ядерными зонами. В целом Узбекистан располагается в средней части единой Урало-Тяньшанской зоны герцинских геосинклиналей. Как отмечалось ранее (Хамрабаев,

1966), отдельные палеозойские выходы на территории республики, такие как Султануиздаг, по особенностям магматизма и металлогении более близки к Уралу, чем к собственно Тянь-Шаню.

В работах (Хамрабаев, 1966; Гарьковец, Хамрабаев, 1967), посвященных проблеме связи Южного Тянь-Шаня с Южным Уралом, И. Х. Хамрабаев выделяет на территории первого 3 крупные геотектонические подзоны: а) Центральнo-Кызылкумскую краевых прогибов; б) внутренних поднятий; в) Карши-Амударьинскую краевых прогибов. Формации вулканогенных пород силур-девона, карбона и перми вместе с субвулканическими аналогами и малыми интрузиями располагаются в подзонах краевых прогибов, включая срединные массивы; формации базитов и гипербазитов — по окраинам краевых прогибов вдоль глубинных разломов и образуют протяженные пояса; гранитоидные интрузивы — в зоне внутренних поднятий и прилегающих областях срединных массивов и приурочены к антиклинориям.

Из множества гранитоидных массивов, выходящих на поверхность или обнаруженных бурением и в результате геофизических исследований под покровом мезокайнозойских отложений, около 2,5% размещается в допалеозойском этаже (юго-западные отроги Гиссарского хребта), более 95% — в палеозойском. Мезокайнозойский этаж не содержит гранитоидных интрузий, так как в мезокайнозойскую эпоху, за исключением нижнего триаса, в Узбекистане магматические процессы не протекали.

Анализ геологических и географических данных по открытым и закрытым территориям показывает, что около 5/6 массивов общей площадью 29100 км² закрыто мезокайнозойским покровом. Об их геологии и петрологии имеются общие отрывочные представления. Большинство из них представлено крупными массивами, по площади нередко превышающими 1000 км². Таковы Бельтауская группа интрузивов (около 8000 км²) в Юго-Восточном Приаралье, большая часть Алтынтауского интрузива (750 км²), Агитминский или Каракатинский (750 км²) и Газлинский (1050 км²) массивы в Кызылкумах, Мубарекский (600 км²) и другие в юго-западной части Узбекистана.

Лишь 1/6 гранитоидных массивов, выходящая на поверхность, подвергалась петрологическим исследованиям.

Площадь выхода наиболее крупного Каратюбинского массива с сателлитами достигает 1200 км², а всех остальных — лишь первые сотни километров. В размещении массивов наряду с их приуроченностью к антиклинориям отмечается некоторая тенденция к образованию узлов или групп. В этом В. Г. Гарьковец и Н. Б. Вольфсон склонны усматривать роль каких-то глубинных субмеридиональных ослабленных зон. Одна из характерных особенностей гранитоидных массивов Западного Узбекистана — вытянутость их выходов в субширотном направлении при общем северо-западном простирании вмещающих осадочно-метаморфических толщ палеозоя. Исключение составляет Актауский интрузив в Султануиздаге, который ориентирован меридионально.

В плане районы преимущественного распространения гранитоидных массивов сложены ниже- и среднепалеозойскими образованиями. Такова большая часть Западного Узбекистана и Чаткальская подзона. По предварительным данным геофизических исследований глубинного строения в этих районах земная кора имеет максимальную для Узбекистана мощность — 45—55 км. При этом в разрезах коры этих районов намечается тенденция к преобладанию гранитного слоя над базальтовым. Но для территории Западного Узбекистана это еще не проверено. В результате аэромагнитных и гравиметрических исследований (Чемборисов, 1966; Шманенко, 1965) установлено, что гранитоидные плутоны («батолиты») вырываются в виде грибовидных тел мощностью 5—6 км с корня-

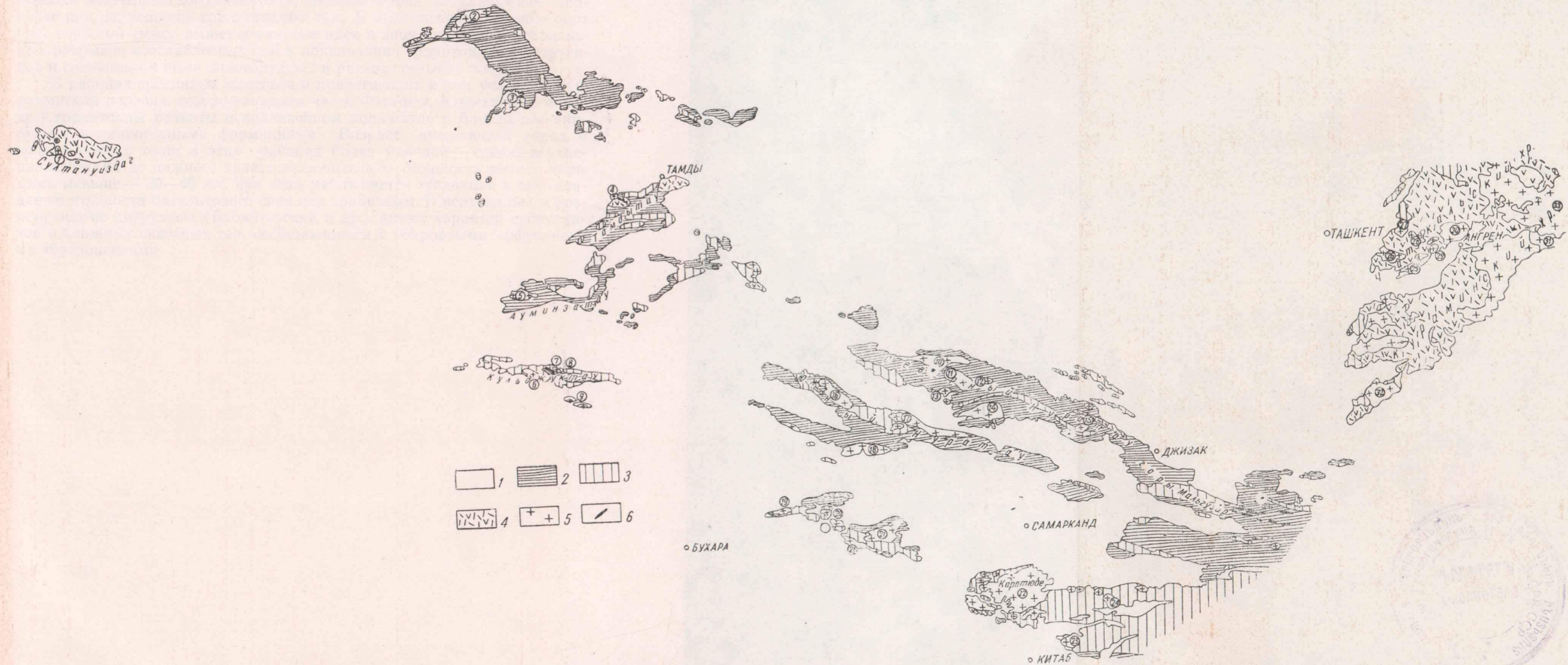


Рис. 1. Схема размещения гранитоидных массивов Узбекистана.

1—мезокайнозойские отложения; 2—песчано-сланцевые толщи палеозоя; 3—карбонатные толщ; 4—эффузивно-осадочные образования; 5—гранитоидные массивы; 6—дайкообразные тела габброидов среднего карбона. Массивы (цифры в кружочках): 1—Султануиздагский; 2—Букантауский, 3—Алтынтауский и Кокпатасский, 4—Тамдынский, 5—Ауминзтауский, 6—Тозбулакский, 7—Актастынский, 8—Таушанский, 9—Кынгиртауская группа интрузивов, 10—Темиркабульский, 11—Устукский, 12—Синтабский, 13—Акчопский, 14—Кошрабатский, 15—Койташский, 16—Нуратинский, 17—Актауский интрузив с Битабским, 18—Каратауский, 19—Кошкудукский, 20—Карнубский, 21—Цагральчо-Зирабулакский плутон с сателлитами, 22—Караюбинский плутон с сателлитами, 23—Сукарский, 24—Акбанджуманский, 25—Акчинский, 26—Шавас-Беляутинский, 27—Баш-Кызыл-сайский, 28—Акча-Шавасский, 29—Карабау-Калбандыкский, 30—Бабайтагский, 31—Чаркасарский, 32—Моголтауский, 33—Чаткальский батолит.

ми, уходящими в основание докембрия. Некоторые плутоны вырисовываются как двухъярусные тела с расширением на границах палеозоя с верхним докембрием и верхнего докембрия с предполагаемым археем. Интрузивные тела отдельных групп, обнаженные на современном уровне среза, представляются в виде отдельных выступов на поверхности «гриба». Важную роль в локализации гранитоидов играют блоки или осколки докембрийского субстрата, которые имели регулирующее значение при размещении гранитоидных тел. В этом аспекте приобретают определенный смысл вышеупомянутые идеи о значении субмеридиональных разрывов и ослабленных зон в локализации гранитоидных интрузивов и связанных с ними золоторудных и редкометальных полей.

В районах срединных массивов и прилегающих к ним участках (Куряминская подзона, северо-западная часть Фарганы, Южная Фаргана и др.) гранитоиды развиты в подчиненном количестве и близко ассоциируют с вулканогенными формациями. Возраст вмещающих пород и вулканогенных толщ в этих районах более молодой — средне-верхнепалеозойский до нижнего триаса включительно. Мощность земной коры здесь меньше — 30—40 км, при этом наблюдается тенденция к преобладанию мощности базальтового слоя над гранитным. В вертикальном разрезе многие интрузивы (Бабайтагский и др.) имеют характер субвулканов и сложных сквозных тел, сообщающихся с покровными эффузивными образованиями.

Глава II

К ГЕОХРОНОЛОГИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ УЗБЕКИСТАНА

Первые попытки использовать для выяснения истории магматизма наряду с геологическими и петрографическими признаками также данные предварительных определений абсолютного возраста и результаты изучения акцессориев и распределения малых элементов сделаны И. Х. Хамрабаевым (1958) при составлении схемы магматизма Западного Узбекистана. Эта схема позднее была детализирована самим автором и его соавторами (Хамрабаев, 1961; Хамрабаев, Аскарлов, 1966).

За последние годы накопились результаты систематических петролого-геохимических исследований (Хамрабаев, Кустарникова, Азимов и др., 1966) и определений абсолютного возраста по ряду районов Узбекистана (Аскарлов, 1966; Головин, 1966; Лаверов, 1964; Крылов, 1963 и др.), позволяющие провести более уверенно корреляцию магматических и рудных комплексов отдельных регионов. Однако еще слабо затронуты детальными петрографическими, геохимическими и геохронологическими исследованиями магматические образования палеозойского основания закрытых территорий.

Имеющиеся данные по абсолютному возрасту горных пород по регионам Узбекистана и отдельным магматическим комплексам, полученные калий-аргоновым, уран-свинцовым методами и методом сравнительной дисперсии двупреломления, отражают главнейшие особенности магматизма в части относительного распространения возрастных комплексов, состава слагающих их пород (табл. 1). Как видно из таблицы 1, в Узбекистане максимально развиты продукты герцинского магматизма, в меньшей степени — мезокайнозойского и докембрийского. Среди них на первом месте стоят породы среднего и кислого состава, на втором — основного и ультраосновного, на третьем — щелочного. В отдельных регионах относительно развиты продукты магматизма ранних эпох. Так, наиболее древние магматические комплексы установлены в Южном Узбекистане (ЮЗ отроги Гиссарского хребта), а наиболее молодые (пермо-триасовые) — в Кураминской подзоне. Таким образом, в настоящее время вполне возможна корреляция магматических и постмагматических (рудных) образований отдельных регионов Узбекистана на основе имеющихся геологических, петрографо-геохимических и геохронологических материалов с учетом ранее известных геологических данных.

В этом разрезе рассмотрим данные по Западному Узбекистану, Чаткало-Кураминскому и Южно-Узбекистанскому регионам.

В Западном Узбекистане выделяется пять магматических комплексов (табл. 2).

Господствующее положение в них занимают продукты проявления гранитной магмы в верхний карбон — нижнепермское время. Они слабают крупные гранитоидные массивы, в которых протекали мощные постмагматические процессы, охватывающие почти все палеозойские массивы. Поэтому главное место мы отвели рассмотрению их абсолютной геохронологии и связанных с ними постмагматических образований.

Для уточнения схемы магматических процессов определен абсолютный возраст гранитоидных пород, а также постмагматических образований почти всех крупных массивов (24 интрузива) Западного Узбекистана и прилегающих районов. Кроме того, сделана попытка определить абсолютный возраст пород отдельных фаз интрузий Актауского (Южный Нуратау) и других многофазных массивов региона и результаты связать с данными по другим интрузивам. Геохронология магматических образований в этом регионе должна быть специально изучена еще потому,

Таблица 1

Распределение цифр абсолютного возраста магматических пород отдельных регионов Узбекистана по возрасту, фации и составу (на 1966 г.)

Регион	Кол-во определенных	Возраст			Фации		Состав		
		PrCm	Pz	Mz—Kz	интрузивные	эффузивные	основн. и ультраосн.	средн. и кислые	щелочные
Чаткало-Кураминский	237	—	233	4	222	15	13	217	7
Западный Узбекистан	292	—	292	—	258	34	44	243	5
Юж. Фергана	15		15		6	9	9	4	2
Южный Узбекистан (Ю-з отроги Гиссарского хр.)	58	5	53	—	56	2	2	56	—
Всего	652	5	593	4	542	60	68	520	14

что здесь находятся интрузивные массивы (Койташский, Каратюбинский) с фаунистически охарактеризованными нижними и верхними границами, которые могут служить реперными точками для шкалы абсолютной геохронологии СССР.

Возраст определялся калий-аргоновым методом в лаборатории Института геологии и геофизики АН УзССР Ф. А. Аскарным, А. Р. Бигаевой, З. К. Сабатаевой на минералах (биотит, мусковит) и редко на породах.

Абсолютный возраст некоторых гранитоидных массивов Э. Б. Алиев устанавливал также методом сравнительной дисперсии дупреломления, разработанным Е. А. Кузнецовым и его учениками (Кузнецов, 1962).

Количество аргона в минералах и породах измеряли Ф. А. Аскарным и А. Р. Бигаева объемным методом на микроустановке, сконструированной на основе прибора Хлопина-Герлинга.

Содержание калия в пробах определялось методом пламенной фотометрии и контролировалось З. Сабатаевой ускоренным перхлоратовым методом. При вычислении абсолютного возраста по Ag^{40}/K^{40} использовались следующие значения констант распада калия:

$$\lambda_3 = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}; \quad \lambda_k = 5,57 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}; \quad K^{40} = 1,22 \cdot 10^{-6} \cdot K\%$$

Точность определения 5—5,5%.

Геохронологическая схема магматических и постмагматических процессов Западного Узбекистана
(составили Ф. А. Аскарлов и И. Х. Хамрабаев), по данным определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом

Цикл магматизма	Геологический возраст	Магматический комплекс	Магматическая формация	Преобладающие породы	Абсолютный возраст, млн. лет	Рудные формации		Районы развития	
						главные типы минерализации	абсолютный возраст, млн. лет		
Верхний карбон-нижнепермский	C ₃ -P	Гранитоидных пород	Аляскитов	Аляскиты, лейкократовые граниты, аплитовидные граниты, сиениты	259,6±9,0 13	Пегматитовая Грейзеновая Грейзено-касситеритовая (Каратау) Кварцево-золоторудная (Мурунтау? Синтаб) Кварцево-карбонатно-сульфидно-касситеритовая	262,2±6,2 255,8±8,5 (мусковит) 256,0±4,0 (мусковит)	Почти все палеозойские массивы Западного Узбекистана	
			Гранитов	Биотитовые и двуслюдяные граниты	265,1±6,8 57	Скарново-шеелитовая (Каратюбе, Зирабулак) Скарново-редкометаллическая (Койташ, Тым, Чангаллы) Золото-арсенопиритовая и золото-кварцевая (Чармитан, Алтынказган, Мурунтау) Гидротермально-графитовая (Тасказган)	254,0±7,5 (серицит) 259,6±6,2 (вермикулит)		То же
			Гранодиоритов	Порфиридные гранодиориты, граносиениты	265,8±6,8 26	Скарново-редкометаллическая (шеелит, молибденит)	—		
Нижне-среднекарбонный	C ₂	Основных и ультраосновных пород	Диоритов	Кварцевые диориты, диорит-порфиры, сиенито-диориты	266,6±7,8 13	—	—	Тамдынский, Северо-Нуратинский, Кульджуктауский и Султануиздагский	
			Габброидов	Габбро, габбро-диориты, габбро-нориты, габбро-пироксениты	308,6±12 17	Титано-магнетитовая (Султануиздаг) Сульфидно-никелевая (Кульджуктау)	—		
			Гипербазитов	Серпентиниты, перидотиты, пироксениты	312,0±10 2	Хромитовая (Тамды, Султануиздаг, Ащыннтау) Асбестовая, Тальковая, Лиственитовая (Тамды, Каратау)	—		Тамдынский, Султануиздагский, Северо-Нуратинский
Нижне-среднедевонский	D ₁₋₂	Кислых вулканогенных пород	Спилито-диабазовая	Диабазы, спилиты, порфиры	321,0±8,6 4	Колчеданно-полиметаллическая (Хандиза, Южный Гиссар)	331,8±10,4 (серицит)	Северо-Нуратинский и Букантауский	
			Липаритовая	Кварцевые порфиры, туфы кварцевых порфиритов, дацитовые порфиры	361,4±15 12	Медно-колчеданная (Султануиздаг)	345,5±7,7 (серицит)	Тамдынский, Султануиздагский, Зирабулакский	
			Спилито-диабазовая	Спилиты, диабазы, андезиты, туфы основного состава	392,8±14,5 7	Колчеданная и колчеданно-полиметаллическая (Тамды)	—	Северо-Нуратинский, Зирабулак-Зиаэтинский, Тамдынский	
Верхний силур-нижнедевонский	S ₂ -D ₁	Основных вулканогенных пород	Спилито-диабазовая	Спилиты, диабазы, андезиты, туфы основного состава	449,0±18 9	Марганцевая (Каратюбе, Султануиздаг)	—	Каратюбинский, Зирабулакский, Султануиздагский	
			Андезитолипаритовая	Андезитовые порфиры, кварцевые порфиры, фельзиты, дацит-порфиры	468,4±5,0 5 (по биотиту)	—	—		

Примечание. В знаменателе приведено количество анализов. Подчеркнуты главные типы рудной минерализации.

Абсолютный возраст некоторых гранитоидных массивов Западного Узбекистана

Таблица 3

Массив	Кол-во анализов	Абсолютный возраст, млн. лет	Средний абсолютный возраст, млн. лет	Геологическое положение по шкале 1963 г.	Лаборатория
Койташский, Сев.-Нуратинский хр.	4	260,0—275,5	267 ± 4,3	P ₁	ИГЕМ АН СССР
Акчопский, Сев.-Нуратинский хр.	2	261,6—270,0	265,8 ± 4,2	P ₁	ИГГ АН УзССР
Устукский, Сев.-Нуратинский хр.	3	266,4—272,8	270,0 ± 3,4	C ₃ -P ₁	Там же
Темуркабукский, Сев.-Нуратинский хр.	4	260,0—277,0	271,0 ± 6,0	C ₃ -P ₁	"
Актауский, Южн.-Нуратинский хр.	18	248,8—272,8	263,0 ± 7,0	P ₁	"
Битабский, Южн.-Нуратинский хр.	3	260,0—264,8	263,0 ± 3,6	P ₁	ЛАГЕД АН СССР
Заркайнарский, Южн.-Нуратинский хр.	4	249,0—274,0	262,4 ± 10,8	P ₁	ИГГ АН УзССР
Кошкудукский, Зиаэтдинские горы	2	258,4—268,8	263,2 ± 7,0	P ₁	Там же
Акмазарский, Зиаэтдинский хр.	2	272,6—268,0	270,3 ± 3,2	C ₃ -P ₁	"
Зирабулакский, Зирабулакский хр.	4	260,0—268,0	264,4 ± 4,2	P ₁	"
Каратюбинский, Каратюбинский хр.	17	241,6—261,3	261,3 ± 8,7	P ₁	"
Лолабулакский, Каратюбинский хр.	4	256,0—270,1	264,0 ± 6,0	P ₁	"
Чаштепинский, Зарафшанский хр.	2	265,6—272,6	269,1 ± 5,0	C ₃ -P ₁	"
Акбайджуманский, Зарафшанский хр.	6	255,2—272,6	264,3 ± 6,6	P ₁	"
Тамдынский, Тамдынский горный массив	17	257,0—280,0	270,9 ± 7,4	C ₃ -P ₁	"
Букантауский, Букантауские горы	2	258,6—261,6	260,0 ± 2,2	P ₁	"
Кокпатасский, Букантауские горы	2	253,6—258,6	256,1 ± 3,5	P ₁	"
Алтынтауский, Букантауские горы	9	257,0—280,0	264,8 ± 9,4	P ₁	"
Тосбулакский, Кульджуктауские горы	4	260,0—275,5	267,0 ± 6,6	P ₁	"
Таушанский, Кульджуктауские горы	3	248,0—252,0	249,6 ± 2,8	P ₁ -P ₂	"
Шайдаразский, Кульджуктауские горы	2	261,6—270,0	265,8 ± 6,0	P ₁	"
Актауский, Султануиздагские горы	6	249,0—268,0	260,0 ± 7,0	P ₁	"
Кошрабатский, Сев.-Нуратинский хр.	2	266,4—271,0	269,0 ± 4,2	C ₃ -P ₁	"
Қынгыртауский, Кульджуктауские горы	1	265,0	265,0	P ₁	"

Результаты более 200 определений (70,0% от общего количества имеющихся данных) абсолютного возраста гранитоидов и постмагматических образований приведены в табл. 3 и большей частью опубликованы в «Петрографии Узбекистана» (кн. 2).

Как видим, возраст пород гранитоидного ряда Западного Узбекистана составляет 248,0—280,0 млн. лет. Статистическая обработка данных (табл. 3, 4; рис. 2) показала, что возраст в большинстве случаев достигает 260,0 млн. лет со средним значением порядка 265,0 млн. лет.

Возрастные данные, полученные для пород отдельных интрузивов Западного Узбекистана (табл. 3), в пределах допустимой ошибки калий-аргонового метода близки к значениям абсолютного возраста пород Койташского и Каратюбинского массивов ($267,3 \pm 4,3$; $261,3 \pm 8,7$ млн. лет).

Таблица 4

**Абсолютный возраст
формаций гранитоидных пород Западного Узбекистана**

Магматический комплекс	Геологический возраст	Формация	Индекс	Состав формации	Пределы колебания абс. возраста, млн. лет	Кол-во анализов	Абсолютн. возраст, млн. лет	Геологическое положение по геохронол. шкале 1963 г.
Комплекс гранитоидных пород	C ₃ -P	Формация диоритов	γ_1	Диориты, кварцевые диориты, диорит-порфиры, габбро-диориты	257,0—280,0	16	$266,6 \pm 7,8$	P ₁
	C ₃ -P	Формация гранодиоритов	γ_2	Порфировидные гранодиориты, гранодиорит-порфиры, сиенит-диориты	255,0—277	26	$265,6 \pm 6,8$	P ₁
	C ₃ -P	Формация гранитов	γ_3	Биотитовые и двуслюдяные граниты	249,0—280,0	57	$265,1 \pm 6,8$	P ₁
	C ₃ -P	Формация аляскитов		Аляскиты, лейкократовые граниты, аплитовидные граниты, сиениты	248,0—277,0	13	$259,6 \pm 8,9$	P ₁
	C ₃ -P	Жильные производные	γ_1 — — γ_4	Пегматиты, аплиты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры	256,0—272,6	12	$264,7 \pm 5,7$	P ₁

полученным как в ИГЕМ АН СССР, так и в нашей лаборатории и подтверждают ранее сделанные выводы об идентичности их возраста (Исамухамедов, 1955; Хамрабаев, Аскарлов, 1964; Аскарлов, Бигаева 1965). Близкие к этим цифры приняты как возрастная граница между верхним карбоном и нижней пермью (Афанасьев и др., 1963; Афанасьев и др., 1964).

На основании вышеуказанного значения возраст $270,0 \pm 10$ млн. лет предложен нами в 1963 г. в качестве опорной точки в геохронологической шкале СССР для границы верхнего карбона и перми. Это принято во внимание Комиссией по определению абсолютного возраста при составлении геохронологической шкалы СССР 1964 г. (Афанасьев и др., 1964 г.).

Следовательно, абсолютный возраст варисских гранитоидов приближается к геологически установленному возрасту — верхнему карбону — перми, что по геохронологической шкале 1963 г. соответствует нижней перми.

Это находится в соответствии с результатами геологических исследований, проведенных в Южной Фергане (Т. А. Сикстель, 1960), которые позволяют предположить верхнепермский возраст нерасчлененных континентальных отложений верхнего карбона — перми Западного Узбекистана, особенно верхних стратиграфических горизонтов, представленных базальными конгломератами. Последние очень похожи на отложения

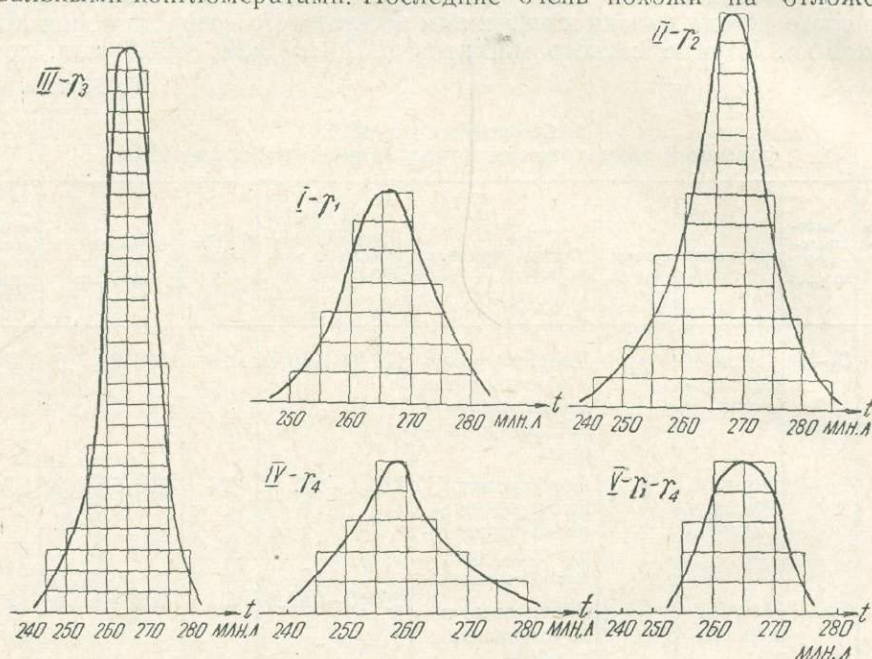


Рис. 2. Гистограммы значений абсолютного возраста гранитоидных и постмагматических образований Западного Узбекистана.

I-γ₁—диориты; *II-γ₂*—гранодиориты; *III-γ₃*—граниты; *IV-γ₄*—аляскиты; *V-γ₄*—жильные производные.

верхней толщи мадыгенской свиты Южной Ферганы, датированной по растительным остаткам и пыльцам как верхняя пермь. Поэтому в результате дальнейших исследований комплекс верхнекарбонных гранитоидов может отойти к нижней перми. Подобную оговорку еще раньше сделал И. Х. Хамрабаев (1958). Радиологические данные в какой-то степени подтверждают правильность этого.

Для выяснения идентичности галек аплитовидных гранитов и аляскитов из конгломератов нерасчлененной толщи верхнего карбона—перми галькам гранитоидных массивов проведены петрографические и радиологические исследования. Гальки по минералогическому составу соответствуют лейкократовым гранитам. Структура породы мирмекитовая или микропегматитовая. Плаггиоклазы, как правило, серицитизированы, а калишпаты — пелитизированы. Отдельные неизмененные участки состоят из равномерно расположенных зерен калишпата, плаггиоклаза и кварца.

Абсолютный возраст галек лейкократового гранита $246,8 \pm 7,3$ млн. лет, что близко ($252 \pm 6,2$ млн. лет) подходит к таковому для лейкократового гранита из коренного залегания Каратюбинского интрузива (район перевала Тахтакарача).

Относительно заниженный возраст лейкократового гранита и галек лейкократового гранита объясняется, вероятно, их измененностью, выразившейся в значительной пелитизации калиевых полевых шпатов, серицитизации плагиоклазов и хлоритизации биотита. Поэтому эти цифры будут характеризовать верхний возрастной предел, но, несмотря на это, абсолютный возраст их близок к возрасту гранитоидных массивов всего Западного Узбекистана.

Мы попытались также определить абсолютный возраст пород отдельных фаз интрузии некоторых массивов и связать эти данные с материалами по другим реперным массивам (Койташский массив Северного Нурау; Каратюбинский плутон) (табл. 4).

Возраст диоритов и кварцевых диоритов — продуктов первой фазы интрузии — составляет от 257,0 до 280,0 млн. лет (рис. 2). Все данные в гистограмме распределяются по нормальному закону распределения и кривая распределения имеет один максимум, соответствующий 266,0 млн. лет. В результате систематической обработки получена такая же цифра ($266,6 \pm 7,8$ млн. лет), которая по геохронологической шкале 1963 г. соответствует нижней перми.

Цифры, полученные для гранодиоритов ($265,8 \pm 6,8$) и гранитов ($265,1 \pm 6,8$) также соответствуют нижней перми.

Возраст пород четвертой фазы интрузии — аляскитов, лейкократовых и аплитовидных гранитов — 248,0—277,0 млн. лет (среднее $259,6 \pm 8,9$ млн. лет). В гистограмме эти цифры образуют один максимум, соответствующий абсолютному возрасту порядка 258,0 млн. лет (рис. 2).

Следует отметить, что из-за трудности выделения слюдяных фракций из пород этой формации часть проб анализировалась по породе, чем и объясняется относительно заниженное среднее значение абсолютного возраста ($259 \pm 8,9$ млн. лет) по сравнению с породами других формаций.

Следовательно, диориты, гранодиориты, биотитовые и лейкократовые граниты Актауского, Тамдынского и Каратюбинского интрузивов имеют абсолютный возраст 260—270 млн. лет и практически в пределах допустимой ошибки калий-аргонового метода одновозрастны. Отдельные фазы интрузии, которыми порождены все гранитоидные массивы региона, проявлялись через небольшие промежутки геологического времени, т. е. разница в возрасте смежных фаз интрузий предположительно 1,5—2,0 млн. лет, что не может быть зафиксировано существующими радиоактивными методами измерения абсолютного возраста, так как эта величина меньше допустимой ошибки калий-аргонового метода (Старик, 1961).

Наряду с невозможностью точно измерить возраст отдельных фаз интрузии единичными определениями, следует отметить закономерность постепенного уменьшения получаемых цифр ($266,7 \pm 7,8$; $265,8 \pm 6,8$; $265,1 \pm 6,8$ и $259,6 \pm 8,9$ млн. лет) и близости к истине получаемой разности во времени длительности всего цикла гранитоидного магматизма в 7,0 млн. лет. Эта разность близка к цифрам 5—10 млн. лет, которые допускал И. Х. Хамрабаев (1958), исходя из рамок геологического возраста, предварительных данных абсолютной геохронологии и возможной продолжительности каждой фазы интрузии в 1—2 млн. лет. По нашим данным, разница в возрасте смежных фаз интрузии 1,5—2,0 млн. лет.

Эти цифры вычислены косвенным путем и совпадают с расчетами О. Ölsner (1964) и Larsen (1945).

Для наглядности приводим таблицу времен, необходимых для полной кристаллизации даек различных мощностей батолита Южной Калифорнии и вычисленных Larsen.



Мощность дайки, км	Время, необходимое для полной кристалли- зации, млн. лет
100	70,0
50	17,5
25	4,4
10	0,7
1	$7 \cdot 10^{-3}$
0,1	$7 \cdot 10^{-5}$

Абсолютный возраст пород кристаллического фундамента, вскрытого на различных площадях Западного и Южного Узбекистана и Приаралья, по немногочисленным данным составляет 225—285 млн. лет, что соответствует верхний карбон — пермскому времени (Проскурко, 1965; Князев, Крылов и др., 1963). По А. И. Проскурко, абсолютный возраст диоритов Газлинской группы поднятий 300—340 млн. лет, но пока это результаты единичных определений.

Таблица 5

**Абсолютный возраст главнейших типов
постмагматической минерализации, млн. лет**

Постмагматические образования	Кол-во анализов	Анализируем- ый материал	Пределы коле- бания значения абс. возр.	Абсолютный возраст
Продукты аутометаморфических изменений (мусковитизация)	10	Мусковит	245,6—272,0	$260,2 \pm 7,4$
Минерализованные редкометалльные пегматиты	15	То же	252,0—272,0	$262,2 \pm 6,2$
Грейзены с касситеритовым оруденением	11	"	244,0—268,8	$255,8 \pm 8,5$
Рудоносные скарны с редкометалльным оруденением	4	Вермикулит	255,2—264,0	$259,6 \pm 8,7$
Рудоносные скарны	2	Серицит	248,8—259,2	$254,0 \pm 7,3$
Серицитизированные породы	3	"	244,0—261,6	$252,5 \pm 8,6$
Жильбертитизация (по И. Х. Хамрабаеву)	1	Жильбертит	232,8+6,5	$232,8 \pm 6,5$

Таким образом, в кристаллическом основании преобладают породы герцинского (нижнепермского) возраста. Их абсолютный возраст близок к возрасту гранитоидных пород открытых массивов Западного и Южного Узбекистана.

Для выяснения временной связи гранитоидных и постмагматических образований определен абсолютный возраст главнейших типов постмагматической минерализации.

Статическая обработка аналитических материалов дала следующие значения абсолютного возраста этих образований (табл. 5).

Как видим, для постмагматических образований получены возрастные данные в интервале 232,8—272,0 млн. лет. На гистограмме (рис. 3) они характеризуются одним максимумом кривой распределения, соответствующим возрасту порядка 258,0 млн. лет.

По-видимому, возраст жильбертита, заимствованный нами из работы И. Х. Хамрабаева (1958), несколько занижен вследствие загрязненности анализируемой пробы примесью кварца и других минералов, что оговаривает сам автор.

Таким образом, полученные средние радиологические данные об абсолютном возрасте главнейших постмагматических образований соответствуют установленной геологической последовательности постмагматических процессов Западного Узбекистана и подтверждают их закономерность.

Необходимо отметить некоторую растянутость постмагматических процессов в гранитоидах описываемого региона. Известно, что процесс жильбертитизации более поздний, чем другие постмагматические явления (Хамрабаев, 1958), но разница во времени между ними в 30 млн. лет ($262,6 \pm 6,2 - 232,8 \pm 6,5$ млн. лет) слишком велика. Кроме того, вслед-

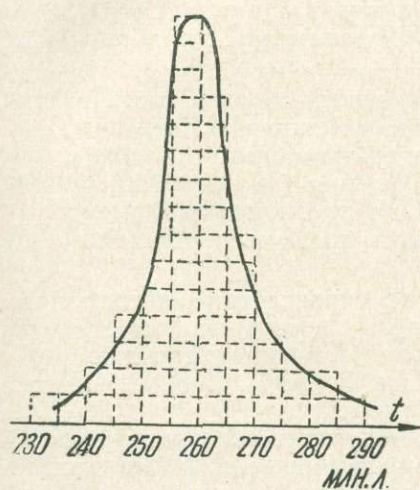


Рис. 3. Гистограмма значений абсолютного возраста постмагматических образований Западного Узбекистана.

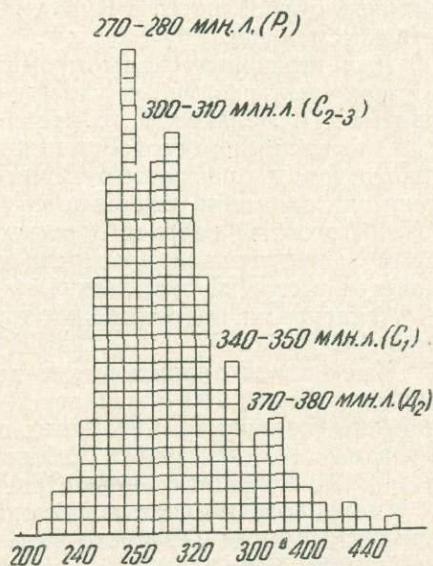


Рис. 4. Гистограмма значений абсолютного возраста гранитоидных пород Чаткало-Кураминского региона.

ствие некоторых причин возраст жильбертита несколько занижен. Поэтому наиболее вероятным следует считать интервал времени от $262,6 \pm 6,2$ до $255,8 \pm 8,5$ млн. лет. Следовательно, продолжительность постмагматических процессов порядка 6,0 млн. лет, хотя это и много по сравнению с длительностью всего цикла гранитоидного магматизма (по экспериментальным данным, 7,0 млн. лет). Эту некоторую растянутость и широкие пределы колебания значений возраста постмагматических изменений гранитоидов можно в какой-то мере объяснить частичной потерей радиогенного аргона анализированными минералами (вермикулитами и серицитами) и другими (физико-химическими) причинами.

Несмотря на это постмагматические образования в пределах допустимой ошибки калий-аргонового метода одновозрастны и их образование по времени близко к формированию гранитоидных интрузивов.

В Чаткало-Кураминском регионе широко распространены различные магматические образования в основном верхнепалеозойского возраста.

По характеру проявления магматизма данный регион подразделяется на две подзоны — Чаткальскую и Кураминскую (Абдуллаев, 1960)

В первой развиты проявления интрузивного магматизма, а во второй — эффузивные образования герцинского возраста, чередующиеся

с интрузиями в рамках единого магматического комплекса, а иногда и синхронные с ними.

В Чаткало-Кураминском регионе (в пределах Узбекистана) выделяются следующие магматические комплексы (Хамрабаев и др., 1967): 1) допалеозойский (рифейский) плагиогранитный, 2) ордовикский базальтоидный, 3) ниже-среднедевонский гранитоидный, 4) ниже-среднекарбонный пород повышенной основности и щелочности, 5) средне-верхнекарбонный гранитоидный, 6) пермский гранитоидный, 7) пермтриасовый базальтоидный и гранитоидный.

Из них максимально развиты средне-верхнекарбонный, а также пермский и верхнепермско-нижнетриасовый комплексы, причем первый достоверно выделяется в Кураминской подзоне. Остальные развиты значительно меньше.

Для уточнения схемы магматизма Чаткало-Кураминского региона сотрудниками различных учреждений (ИГЕМ АН СССР — Н. П. Лаверов, Б. П. Беликов, И. Б. Иванов и др.; САИГИМС — Е. М. Головин и др.) проводились геохронологические исследования по определению абсолютного возраста интрузивных и эффузивных образований. Практически они охватили основные группы магматических пород региона.

Абсолютный возраст определялся калий-аргоновым методом и методом сравнительной дисперсии двупреломления (Алиев, 1966). В результате получены достаточно надежные данные, которые с некоторыми уточнениями подтверждают правильность предложенной схемы магматизма.

Имеющиеся аналитические данные по определению абсолютного возраста (более 200 определений) приведены в сводной гистограмме значений возраста гранитоидных пород (рис. 4) и большей частью опубликованы («Петрография Узбекистана», кн. 2; Н. П. Лаверов и др., 1964; Е. М. Головин и Л. А. Юрьева, 1963; и др.)

Геохронологические исследования интрузивных образований юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня, проведенные Н. П. Лаверовым и др. (1964) параллельно с детальной геологической съемкой, позволили им выделить в данном регионе пять возрастных групп интрузий со средними значениями возраста 400, 350, 320, 300 и 270 млн. лет. Эти группы, вероятно, относятся к двум различным этапам магматической деятельности.

Первые две группы цифр, полученные для диоритов и гранодиоритов, слагающих основание Карабашской мульды в западной части Чаткальского хребта, не противоречат геологическим данным самих авторов и других исследователей. В частности, такие же данные (390—410 млн. лет) получены Э. Б. Алиевым для гранитоидных галек конгломератов, залегающих на основании среднедевонской осадочно-вулканогенной толщи (Алиев, 1966). Ранее преднижнедевонские интрузивы выделялись только в западной части Кураминского хребта, в хребте Моголтау и в Чаткальском хребте — небольшие останцы среди более молодых интрузивных пород (Васильковский, 1952), позднее отнесенные И. П. Кушнаревым к среднекарбонным образованиям. Следовательно, эти данные свидетельствуют о наличии каледонского комплекса гранитоидов, перекрытого толщей вулканогенных образований.

К третьей возрастной группе (ср. значение 320 млн. лет) авторы относят сиенит-диориты, монзониты и гранодиориты Моголтау и западной части Кураминского хребта. По геологическим данным, эти породы прорывают фаунистически охарактеризованные верхний девон-нижнекарбонные известняки и перекрываются верхний карбон-нижнепермскими (?) вулканогенно-осадочными отложениями.

В четвертую группу входят гранитоидные породы, слагающие большинство массивов описываемого региона. Они представлены породами различного состава — от диоритов до нормальных и лейкократовых гранитов. Их возраст близок к 300 млн. лет.

К пятой, самой молодой группе относятся магматические образования, имеющие возраст порядка 270—280 млн. лет. Они слагают серию габиссальных и субвулканических интрузивов и дайки регионального распространения, прорывающие вулканогенно-осадочные отложения шурабсайской свиты (P_1). По мнению Н. П. Лаверова и его сотрудников, эти интрузивы завершают магматизм верхнего палеозоя и относятся, вероятно, к нижнепермским образованиям. Однако для достоверного датирования верхней возрастной границы магматизма региона требуются дальнейшие геологические и возрастные исследования, так как в отдельных случаях абсолютный возраст не совсем согласуется с имеющимися геологическими данными (пермо-триасовый комплекс). Проанализировав аналитический материал и сводную гистограмму значений абсолютного возраста, можно сказать, что абсолютный возраст магматических образований гранитоидного ряда Чаткало-Кураминского региона составляет от 220 до 500 млн. лет. Среди них широко развиты гранитоидные породы с возрастом от 250 до 330 млн. лет, соответствующие периоду от нижней перми до нижнего карбона.

Статистическая обработка результатов геохронологических исследований позволяет выделить четыре группы цифр со средними значениями возраста 375, 345, 305 и 275 млн. лет, которые соответствуют возрастным группам интрузий, выделенных Н. П. Лаверовым (за исключением третьей).

Последние две возрастные группы интрузий на гистограмме характеризуются весьма близким абсолютным возрастом (рис. 4). Это можно объяснить: а) близостью времени формирования интрузивов, т. е. они по существу сформировались в период от средне-верхнего карбона до нижней перми; б) методическими причинами, приводящими к большому разбросу результатов (неоднородность анализируемого материала).

Но несмотря на это, геохронологические данные подчеркивают близость абсолютного возраста интрузивов различного состава, отличающихся по условиям формирования. Большинство из них образовалось в герцинское время.

Таким образом, результаты возрастных исследований, во-первых, подтверждают правильность предложенной для Чаткало-Кураминского региона схемы магматизма, во-вторых, свидетельствуют о наличии каледонского комплекса гранитоидов и вносят коррективы в возраст пермо-триасового магматического комплекса, требующие дополнительных геологических и геохронологических исследований. По этим данным, самые молодые магматические образования оказываются не моложе верхней перми.

В Южно-Узбекистанском (Гиссарском) регионе значительно развиты магматические породы, проявленные как в интрузивных, так и эффузивных фациях.

Существует ряд схем возрастного расчленения магматических образований данного региона, иногда значительно отличающихся друг от друга, что свидетельствует о недостаточной изученности региона как в геологическом, так и в геохронологическом отношении. Изучение магматических пород в юго-западных отрогах и на южном склоне Гиссарского хребта, а также анализы материалов предыдущих исследователей позволили И. М. Исамухамедову и др. (1965) предложить более обоснованную схему развития магматизма региона.

По этой схеме гранитоидные породы региона образовались в результате неоднократных проявлений герцинского цикла магматизма — в девонское (докарбоновое) и средне-верхнекарбоновое время.

Таблица 6

Абсолютный возраст некоторых гранитоидных массивов юго-западных отрогов Гиссарского хребта

Массив	Анализи- ров. мате- риал	Кол-во анализов	Абсолют- ный возраст млн. лет	Среднее значе- ние абсолютн. возраста, млн. лет	Геологичес- кое поло- жение по геох. шк. 1964 г.	Лаборатория, автор
Гиссарский ба- толит	Биотит	8	275—312	295 ± 13	C ₃	ИГЕМ, РИАН СССР, И. М. Иса- мухамедов, Р. Б. Баратов, 1965 г.
Айлянгарский	То же	3	280—297	287 ± 10	C ₃	ИГЕМ АН СССР, И. М. Исамуха- медов, 1965 г.
Хурсантагский	Амфибол	2	297—306	301 ± 8	C ₃	То же
Харкушский	Биотит	1	311 ± 10	311 ± 10	C ₂	.
Маяндский	То же	4	270—317	298 ± 22	C ₃	.
Бахчинский	"	1	300 ± 12	300 ± 12	C ₃	ИГЕМ АН СССР, И. М. Исамуха- медов
Мачитлинский	"	2	250—323	287 ± 27	C ₃	То же
Кугитангский	Амфибол	2	280—295	288 ± 11	C ₃	.
Тупалангский	Биотит	3	278—323	300 ± 22	C ₃	ВСЕГЕИ, С. Х. Миркама- лова, 1966
Обинаврузский	То же	Среднее		294 ± 10	C ₃	Н. П. Холопов, 1966
		4	338—378	359 ± 26	D ₃	
Вахшиварский	"	2	332—360	346 ± 20	D ₃ —C ₁	.
		Среднее		353 ± 23		

К докарбонным интрузивным телам относятся крупные массивы (Обинаврузский, Вахшиварский и др.) со среднезернистыми двухслюдяными гранитами, гранодиоритами и аляскитами. Имеющиеся малочисленные (7) определения абсолютного возраста пород этих массивов (Обинаврузский — 359 ± 26 млн. лет, Вахшиварский — 346 ± 20 млн. лет) позволяют считать их верхнедевонскими (табл. 6).

Средне-верхнекарбонный гранитоидный комплекс представлен многофазным батолитом (Гиссарский плутон) и его многочисленными сателлитами. В составе этого комплекса выделены гранодиоритовая, гранитовая и аляскитоидная формации. По данным определения (22) абсолютного возраста, проявления комплекса охватывают интервал от 250 до 312 млн. лет, соответствующий периоду от среднего карбона до нижней перми. Среднее значение возраста пород данного комплекса 294 ± 18 млн. лет. Эти цифры в свете современных геохронологических данных соответствуют верхнему карбону.

Следовательно, результаты радиологических исследований не противоречат геологическим данным и свидетельствуют о том, что гранитоид-

ные породы региона формировались в верхнедевонское и верхнекарбонное время.

Из вышеизложенного об абсолютном возрасте гранитоидных пород и ассоциирующихся с ними постмагматических образований можно сделать следующие выводы.

1. Все известные проявления гранитоидного магматизма на территории Узбекистана относятся к палеозойскому времени (верхний силур — нижняя пермь) и образовались в результате двух этапов — каледонского и герцинского — тектоно-магматической деятельности.

2. В каледонский комплекс гранитоидов входят породы, слагающие основание Карабашской вулканогенной мульды в западной части Чаткальского хребта. Абсолютный возраст их 380—410 млн. лет (силур-девон).

3. Герцинский цикл магматизма, продуктами которого являются гранитоидные породы и связанные с ними постмагматические образования, занимает господствующее положение в истории магматизма Узбекистана.

Наиболее достоверными цифрами абсолютного возраста этих образований следует считать 260—310 млн. лет, которые в свете современных геохронологических данных соответствуют периоду от нижней перми до среднего карбона.

4. Все гранитоидные массивы Западного Узбекистана практически разновозрастны и формировались в конце верхнекаменноугольного и в начале нижнепермского периодов.

5. Значения абсолютного возраста пород отдельных фаз интрузии очень близки между собой, и они практически разновозрастны. Предполагаемая продолжительность отдельных фаз интрузии 1,5—2,0 млн. лет.

6. Кристаллическое основание палеозоя, вскрытое глубокими скважинами на разных площадях Бухаро-Хивинской нефтегазоносной зоны Западного и Южного Узбекистана и Приаралья, имеет в основном возраст, близкий к преобладающему возрасту гранитоидных пород открытых массивов палеозойских сооружений этих регионов.

7. Радиологические данные свидетельствуют о наличии временной связи между магматическими и ассоциирующими с ними постмагматическими образованиями в пределах одного магматического цикла. Гранитоиды и главные постмагматические образования (скарны, пегматиты, грейзены и др.) различных районов Западного Узбекистана близки между собой по времени формирования и относятся преимущественно к нижнепермскому времени.

Часть II
ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ
И МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА
ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Глава III

ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ

В работе излагаются результаты петрологических и минералого-геохимических исследований типично рудоносных гранитоидных интрузивов. При этом сначала описываются малые интрузии Кураминской подзоны и интрузивы Чаткальских гор, затем интрузивы Северной группы гор Западного Узбекистана (Хамрабаев, 1958) и Южной, в том числе Султануиздага. При таком порядке, по нашему мнению, группы интрузивов будут охарактеризованы последовательно: от менее глубинных к более глубинным, от областей жестких (стабильных) к областям более пластичным, от окраинных подзон и срединных массивов к подзонам внутренних поднятий.

При петрографической характеристике пород во избежание повторов и однообразия дается сводное описание породообразующих и акцессорных минералов отдельных интрузивных массивов или их групп. При этом понятия «комплекс», «формация» и «фаза» магматической деятельности соответствуют определениям, принятым в монографии «Петрография Узбекистана».

МАЛЫЕ ИНТРУЗИИ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРНОГО СКЛОНА КУРАМИНСКОГО ХРЕБТА

Пермские малые интрузии Северного склона Кураминского хребта давно привлекают к себе внимание геологов, поскольку с ними тесно связано медно-молибденовое, золотое и другие оруденения.

Под малыми интрузиями мы понимаем самостоятельные, относительно мелкие гипабиссальные тела обычно порфировой или порфиroidной структуры, приуроченные к разрывным нарушениям поздних этапов развития тектоно-магматического цикла. По классификации Ф. К. Шипулина (1965), малые интрузии Кураминского хребта можно отнести к посторогенной формации диоритов — гранодиорит-порфиров. Интрузивные образования, отвечающие данному определению, в Узбекистане, как сказано выше, наиболее развиты в Кураминской подзоне Чаткало-Кураминского региона и отчасти в юго-западных отрогах Гиссарского хребта (район хр. Сурхантау). В пределах Кураминской подзоны выделяются Алмалыкский, Лашкерек-Гушсайский, Наугарзанский, Кенкольский (?) и Акча-Шавасский (?) районы их распространения. Вне территории Узбекистана, но в пределах упомянутой подзоны малые интрузии распространены в районах Табошара, Кансая, Чорухдайрона (Северный Таджикистан). Мы рассматриваем лишь малые интрузии,

развитые на площади северного склона Кураминского хребта, от бассейна р. Каракия (на западе) до р. Лашкерек (на востоке).

В результате проведенных за 1964—1967 гг. исследований на указанной площади среди малых интрузий выявлено 8 разновозрастных типов (отвечающих фазам или субфазам), представленных (от древних к молодым):

1) порфиroidными амаеллитами и гранодиоритами (так называемый куюндинский тип, по Н. П. Васильковскому, 1952); 2) кварцевыми диоритовыми порфиритами, кварцевыми монзонит-порфиритами; 3) лампрофирами (спессартиты, единиты и др.); 4) кварцевыми сиенито-диоритовыми порфиритами, гранодиорит-порфиритами; 5) амаеллит-порфиритами, гранит-порфиритами, граносиенит-порфиритами; 6) амаеллит-порфиритами с гигантокристаллами ортоклаза — микроклина; 7) гранит-порфиритами с гигантокристаллами микроклина; 8) гранодиорит-порфиритами.

Наблюдаемые в поле геологические взаимоотношения, петрохимические, минералого-геохимические и геолого-структурные особенности, а также данные абсолютного возраста (глава II), позволяют объединить малые интрузии в один интрузивный комплекс. При этом не исключено, что гранитоиды так называемого куюндинского типа, слагающие обычно более крупные интрузивные массивы типа штоков, относятся к поздне-батолитовому периоду тектоно-магматической деятельности.

Возрастное положение комплекса определяется на основании четких взаимоотношений с вмещающими и более молодыми породами и цифр абсолютного возраста. В верховьях р. Сарыташ шток амаеллитов куюндинского типа прорывает базальные слои акчинской свиты, а в верховьях р. Алмалык (по данным Кузнецова, 1964) — жерловую фацию наadakской (возможно, шурабсайской). Многочисленные дайки малых интрузий амаеллит-порфиroidов, гранит-порфиroidов и других также интродуцируют акчинскую свиту (Алмалыкская грабен-синклиналь, бассейн р. Сарыташ, плато Манджилки и др.). Верхняя возрастная граница комплекса определяется по пересечению малых интрузий пермо-триасовыми дайками субщелочного и кислого состава. Таким образом, возрастные взаимоотношения позволяют определить интервал формирования комплекса малых интрузий от C_3 до P_2 включительно.

Определения абсолютного возраста малых интрузий калий-аргоновым методом по биотиту и амфиболу (САИГИМС, под руководством Е. М. Головина) и методом сравнительной дисперсии дупреломления по плагиоклазам (определения Э. Б. Алиева, ИГиГ АН УзССР), давшие цифры в пределах 252—280 млн. лет, указывают на их пермский возраст.

На описываемой территории (около 1500 км²) отмечено более 1000 тел малых интрузий (рис. 5), занимающих около 15—17% площади. На долю кислых и умеренно-кислых (гранодиоритового, амаеллитового и гранитового состава) приходится около 80%, средних (диоритового и кварц-диоритового состава) — 15% и субщелочных (сиенито-диоритовые порфириты, граносиенит-порфиroidы и др.) — 5%. Наиболее развиты гранитоиды куюндинского типа. Они слагают сквозные штоки сложной морфологии (междуречье Саукбулак-Шаугаз, бассейны рек Алмалык, Кандыр и др.) площадью обычно 0,2—10 км², иногда до 90 км². Характерна почти повсеместно выраженная субширотная, либо северо-восточная вытянутость выходов интрузивов и отчетливый контроль их локализации крупными тектоническими нарушениями субширотного направления (Колбулакский, Мисканский, Железный, Кенкольский и другие разломы). Куюндинские штоки приурочены в основном к блоковым поднятиям (Север-Алмалыкское, Гудаское и Восточно-Кураминское, Северо-Карамазарская горст-антиклиналь и др.). Апикальные выступы штоков гранодиоритов и амаеллитов нередко размещаются в зонах перехода

от поднятий к депрессиям, а также контролируются небольшими брахи-антиклинальными структурами. Менее эродированные апикальные выступы Куюндинских штоков (бассейны рек Ургаз, Санап и др.) представлены обычно гранодиорит- и адамеллит-порфирами (Айзенштат, 1966), причем переходы между порфировидными и порфировыми разностями наблюдаются в интервале первых десятков метров (Кандырский шток, отдельные тела в среднем течении р. Шаугаз).

Интрузии последующих четырех фаз (преимущественно среднего и субщелочного состава) слагают дайкообразные тела, нередко межформационные залежи неправильной формы, иногда мелкие штоки и дайки с азимутом простирания $80-100^\circ$ и углами падения $65-90^\circ$. Размер

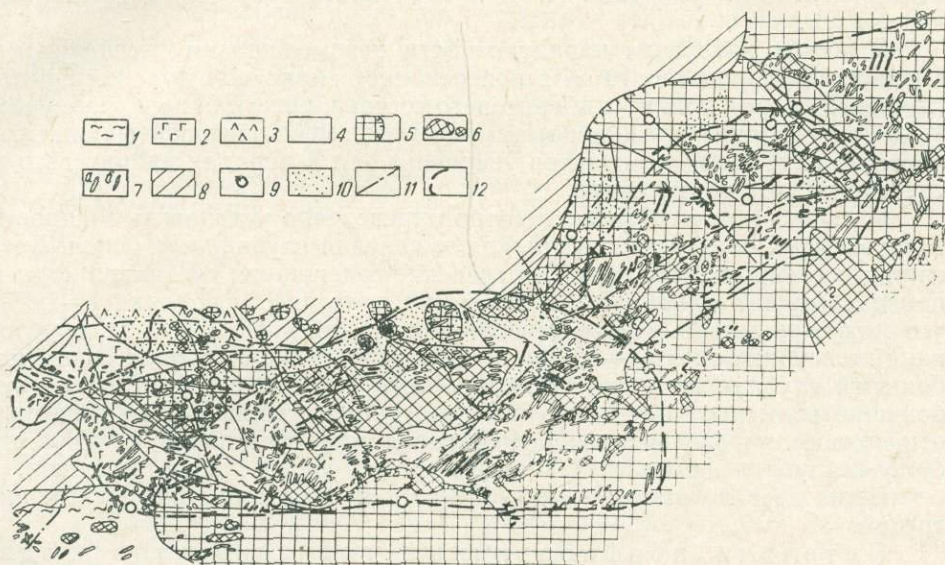


Рис. 5. Геолого-структурная схема размещения малых интрузий в пределах северного склона Кураминского хребта.

1—метаморфические сланцы О—S; 2—позднекаледонские гранитоиды S_3-D_1 ; 3—сиенито-диориты Алмалык C_1-C_2 ; 4—средне-верхнекарбоневые гранитоиды C_2-C_3 ; 5—верхнепалеозойские эффузивы P_2 ; 6—штоки и дайкообразные тела малых интрузий P_1-P_2 ; 7—дайки пермтриасового возраста (а—кислые, б—среднего и основного составов); 8—мезо-кайнозойские отложения; 9—центры извержений; 10—гидротермально измененные породы (вторичные кварциты, окварцованные, пропилитизированные и алунитизированные); 11—разломы; 12—районы преимущественного развития малых интрузий (I—Алмалыкский, II—Лашкерек-Гушайский, III—Наугарзанский).

тел в поперечнике обычно не превышает $200-400$ м. Наименее развиты дайки лампрофиров мощностью до 10 м.

Интрузии трех последних фаз (адамеллит-, гранит-, и гранодиорит-порфиры) представлены в основном дайками длиной $0,3-1$ км, мощностью $5-30$ м с азимутами падения $120-200^\circ$ и углами падения от 40 до 70° .

Дайки и дайкообразные тела пермских малых интрузий слагают в поднятом северном блоке Колбулакского разлома дайковый пояс шириной $4,5-5$ км, который прослеживается в субширотном направлении на 80 км.

Пояс пересекает Алмалыкскую грабен-синклиналь, а также штоки гранитоидов куюндинского типа. Участки повышенной концентрации малых интрузий в пределах пояса (Алмалыкский район) образуют дайковые поля (с запада на восток): Каракыя-Алмалыкское (150 км²), Казульды-Ургазское (100 км²), Шаугаз-Кырккызское (30 км²) и Сарыташ-Кандырское (50 км²). Внутри полей выделяются серии или свиты, харак-

теризующиеся сближенным (на расстоянии в несколько десятков метров) расположением небольшого (3—5) числа даек (междуречье саев Сарыташ-Кырккыз, среднее течение р. Ургаз, плато Мынджилкы и др.).

Большинство даек локализуется в субширотных и запад-северо-западных взбросах и сбросах, заложенных, вероятно, еще в среднем карбоне, реже в северо-восточных взбросо-сдвигах верхний карбон-нижнепермского возраста.

Вблизи контакта с вмещающими породами (чаще всего гранодиориты намюр-нижнебашкирского возраста и андезит-дацитовые порфиры акчинской свиты) в малых интрузиях фиксируются симметричные, обычно темноокрашенные зоны «закалки» шириной до 0,5 м с постепенными переходами (на удалении 1—3 м от контактов) к центральным частям тел.

В малых интрузиях наряду с почти неизменными ксенолитами вмещающих пород (до 10 см в поперечнике) присутствуют ксенолиты глубинных пород и шпильки диоритового состава, реже сланцев (размером 1—3 см), несущие признаки метаморфизма амфиболитовой фации. Количество глубинных ксенолитов увеличивается в породах диоритового и сиенито-диоритового состава.

Из-за невозможности достаточно определенно установить мощность толщ, смытых с малых интрузий, для выявления глубинности используется ряд косвенных признаков. Определение содержания связанной воды в породах (произведено Т. Н. Далимовым) дало цифры порядка 1—1,6%, что может указывать на формирование интрузий в гипабиссальных условиях на глубине около 1—1,7 км от поверхности. Об относительно небольшой глубине становления малых интрузий свидетельствуют их небольшие размеры, почти полное отсутствие жильно-магматических отщеплений, порфировая и порфировидная структура пород, а также отсутствие проявления ассимиляции на уровне современного залегания.

Ниже дается краткая петрографическая характеристика малых интрузий.

Интрузии порфировидных гранодиоритов и адамеллитов куюндинского типа распространены в пределах северного склона Кураминского хребта, в верхнем течении рек Шаугаз, Ургаз, Саукбулак, в северной части Гудасского поднятия, в окраинных частях Лашкерекской и Камчикской мульды проседания (верховья рек Ничбаш и Джиланды) и др. Более крупные интрузии содержат значительное количество блок-ксенолитов и крупных глыб среднегерцинских гранитоидов. Глубина эрозионного среза отдельных тел в верховьях р. Шаугаз не превышает нескольких сот метров. Куюндинские гранитоиды, по сравнению с более молодыми интрузиями, обладают порфировидной (по А. Н. Заварицкому) структурой и более крупными размерами вкрапленников (1—2 мм) и зерен основной массы (0,05—0,07 мм). Отмечается слабая степень изменения пород при преобладающем развитии продуктов среднетемпературной пропилитизации (кварц, альбит, хлорит, серицит, эпидот). Макроскопически гранодиориты представлены светло-серыми, иногда розовато-серыми среднезернистыми породами с хорошо раскристаллизованной основной массой и многочисленными изометричными вкрапленниками плагиоклаза. Кварц редок, темноцветные минералы мелкие (1—2 мм), представлены биотитом и амфиболом. Иногда в породе присутствуют гигантокристаллы розового калинатрового полевого шпата длиной 1,5—2 см, редко до 5—7 см. Под микроскопом порода содержит фенокристаллы плагиоклаза, кварца, биотита, амфибола, изредка калинатрового полевого шпата. Основная масса кварцкалишпатовая с небольшим количеством плагиоклаза аллотриоморфнозернистой, гранулитовой и гранитовой структуры. Коэффициент порфи-

ровидности пород равен 1—1,2. В апикальных частях интрузий, особенно вблизи их контактов, встречаются мелкие (мощностью до 5—15 см) прожилки и линзы аплита.

Дайкообразные тела и дайки кварцевых диоритовых порфиритов, лампрофиров и кварцевых сиенито-диоритовых порфиритов развиты в бассейнах рек Кызата, Каульды, Ташкутан, Саукбулак, Ургаз, Сарыташ, Кандыр, Гушсай и др. Среди них наиболее распространены кварцевые сиенито-диоритовые порфириты. Лампрофировые породы, помимо самостоятельных даек, слагают эндоконтактные части интрузий кварцевых сиенито-диоритовых порфиритов четвертой фазы, что позволяет предполагать сближенность интрузий во времени. По внешнему виду все эти породы серого цвета, порфировой структуры, содержат вкрапленники плагиоклаза, амфибола и биотита. Основная масса серая до бурой, афанитовая. Гигантокристаллы в породах диоритового состава обычно отсутствуют. Под микроскопом устанавливается порфировая, нередко полифировая структура пород с многочисленными вкрапленниками плагиоклаза, кварца, биотита и амфибола, размещающихся в кварц-полевошпатовой основной массе микропризматическизернистой, микропойкилитовой и микрогранофировой структуры. Коэффициент порфировидности пород 0,88—1.

Малые интрузии трех завершающих фаз пермского комплекса распространены главным образом в верховьях рек Сарыташ, Кырккыз, Шаугаз, Куньтишмес, Ургаз, Ничбаш, Лашкерек и по водораздельной части Кураминского хребта. Макроскопически они представлены розовыми, розовато-серыми и красными породами с двумя генерациями вкрапленников калинатрового полевого шпата, включенными в розовую скрытокристаллическую основную массу. Обычные порфировые выделения состоят из плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, кварца, биотита и амфибола. Для адамеллит-порфиритов и гранит-порфиритов характерны крупные (1,5—4 см) гигантокристаллы калинатрового полевого шпата. Коэффициент порфировидности пород равен 0,63—0,85.

В шлифах устанавливается порфировая структура пород и микропойкилитовая, микрографическая, микроаллотриоморфиозернистая и псевдосферолитовая структуры базиса. В малых интрузиях поздних фаз отчетливо проявлены региональные аутометасоматические изменения: альбитизация, серицитизация, хлоритизация и т. д. Основные геолого-структурные особенности и количественно-минералогический состав малых интрузий отражены в табл. 7.

Контактное воздействие интрузий на вмещающие породы незначительно (до 10 см) и отвечает альбит-эпидот-роговиковой фации метаморфизма с характерной ассоциацией: альбит — эпидот — биотит — (хлорит) — кварц.

В приальбандовых частях малых интрузий породы приобретают облик дацитов, дацит-порфиритов, фельзитов. Структура базиса микрофельзитовая, криптокристаллическая, стекловатая, текстура сферолитовая, атакситовая, в более кислых зонах нередко флюидалная.

Ниже дается характеристика главных породообразующих минералов в пермских малых интрузиях.

Пироксен изучен только в некоторых дайках лампрофиров. Он отвечает авгиту $c+2V=55-61^\circ$, $c: Ng=50-54^\circ$, $Ng=1,710$, $Nm=1,692$, $Np=1,686$.

Амфибол во всех рассматриваемых породах отвечает обыкновенной (зеленой) роговой обманке с отчетливым плеохроизмом: Ng — оливково-зеленый, Nm — зеленый, Np — бледно-желтовато-зеленый. Часто наблюдаются двойники. $c: Ng=18-25^\circ$, $-2V=58-84^\circ$, $Ng=1,665-$

Основные геолого-структурные и петрографические особенности малых интрузий Кураминского хребта

Интрузивные фазы	Состав породы	Возраст	Морфологический тип и размер интрузива	Азимут простирания	Содержание связанной воды, %
				угол падения	приблизительная глубина становления, км
I	Порфировидные адамеллиты, гранодиориты (кюндинский тип)	P_1 (280 млн. лет)	Неправильные штоки, штокообразные тела площадью обычно до 10 км ²	$\frac{100-120^\circ}{50-80^\circ}$	$\frac{1,1-1,5}{1,0-1,7}$
II	Кварцевые диоритовые порфириты, кварцевые монзонит-порфиры	P_1-P_2 (263 млн. лет)			$\frac{1,01}{1,0-1,4}$
III	Диоритовые порфириты, спессартиты, единиты и др.	P_1-P_2	Дайкообразные тела, реже дайки мощностью до 200—500 м, реже до 10—25 м	$\frac{90-100^\circ}{65-90^\circ}$	—
IV	Кварцевые сиенито-диоритовые порфириты, гранодиорит—порфиры	P_1-P_2		150—170° и	—
V	Адамеллит-порфиры, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры	P_1-P_2		$\frac{20-90^\circ}{70-90^\circ}$ $\frac{80-100^\circ}{80-90^\circ}$	$\frac{1,52}{1,2-1,7}$
VI	Адамеллит-порфиры с гигантокристаллами ортоклаза-микроклина	P_1-P_2 (260 млн. лет)	Дайки, реже дайкообразные тела мощностью 10—30 м	$\frac{70-130^\circ}{40-70^\circ}$	$\frac{1,6}{1,3-1,8}$
VII	Гранит-порфиры с гигантокристаллами микроклина	P_1-P_2		$\frac{70-100^\circ}{50-85^\circ}$	$\frac{1,2}{1,1-1,5}$
VIII	Гранодиорит-порфиры	P_2 (252 млн. лет)		$\frac{20-120^\circ}{50-70^\circ}$	$\frac{1,3}{1,2-1,6}$

Интрузивные фазы	Состав породы	Суммарный минералогический состав, %					
		средний состав					
		плагноклаз	каликатровый полевой шпат	кварц	биотит	роговая обманка	аксессуары
I.	Порфиroidные адамеллиты, гранодиориты (куюндинский тип)	$\frac{37,3-45,4}{41,4}$	$\frac{18,3-26,9}{22,6}$	$\frac{22,5-28,5}{25,5}$	$\frac{5,4-8}{6,7}$	$\frac{1-3,3}{2,1}$	$\frac{0,8-2,6}{1,7}$
II.	Кварцевые диоритовые порфиры, кварцевые монзонит-порфиры	$\frac{20,7-50,2}{39,9}$	$\frac{10,4-32,5}{27,6}$	$\frac{0,8-17,6}{10,7}$	$\frac{4,1-14,1}{8,3}$	$\frac{5,12-12,7}{8,3}$	$\frac{0,5-2,4}{1,2}$
III.	Диоритовые порфиры, спессартиты, одиниты и др.	$\frac{41,7-69,4}{56,5}$	—	$\frac{0-2,6}{1,6}$	$\frac{0-4,7}{2,1}$	$\frac{31,7-57,7}{36,3}$	$\frac{0,5-5,8}{3,5}$
IV.	Кварцевые сиенито-диоритовые порфиры, гранодиорит-порфиры	$\frac{29,7-36,1}{32,5}$	$\frac{25-32}{29,1}$	$\frac{19,1-28,7}{25,9}$	$\frac{5,5-7,6}{6,6}$	$\frac{3,5-6}{4,7}$	$\frac{0,2-1,8}{1,2}$
V.	Адамеллит-порфиры, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры	$\frac{20,9-55,4}{39,6}$	$\frac{18-38}{27,4}$	$\frac{15,8-26,6}{23,8}$	$\frac{4,6-6,8}{5,7}$	$\frac{1,1-3,7}{2,4}$	$\frac{0,2-3,6}{1,1}$
VI.	Адамеллит-порфиры с гигантокристаллами ортоклаза-микроклина	$\frac{29-43,5}{37,4}$	$\frac{23-41}{33,4}$	$\frac{12,4-30,3}{20,9}$	$\frac{2,6-4,8}{3,7}$	$\frac{2,7-4}{3,4}$	$\frac{0,4-2,4}{1,2}$
VII.	Гранит-порфиры с гигантокристаллами микроклина	$\frac{20-40,5}{26,3}$	$\frac{31-40,5}{39,1}$	$\frac{23,3-40,1}{28,5}$	$\frac{3,7-5,4}{4,6}$	$\frac{0-1,1}{0,6}$	$\frac{0,2-1,9}{0,9}$
VIII.	Гранодиорит-порфиры	$\frac{32-41}{37,1}$	$\frac{29-40}{35,1}$	$\frac{15-25}{18,2}$	$\frac{3,1-4,8}{3,9}$	$\frac{3,4-5,8}{4,6}$	$\frac{0-2}{1,1}$

1,675, $Nm=1,660-1,662$, $Np=1,645-1,660$. Общая железистость, по В. С. Соболеву (1950), составляет 35—45%.

Биотит характеризуется резким плеохроизмом: Ng — темно-бурый, почти непрозрачный, Np — бледно-желтый, иногда с буроватым оттенком. $Ng \approx Nm=1,652-1,659$, $Np=1,600-1,615$. Общая железистость биотита в малых интрузиях 52—62%, что позволяет отнести его к истинно-сидерофиллитовому ряду.

Плагиоклазы малых интрузий даже в наиболее кислых по составу породах характеризуются повышенным содержанием анортитовой молекулы. Вкрапленники обычно резко зональны, состав их меняется от № 30—35 (по периферии) до № 51—55 (ядро), в большинстве случаев отвечает № 40—48. Преобладающие законы двойникования $\frac{\perp(100)}{(010)}$ и $\perp(010)$. Угол оптических осей чаще всего положительный, равен 70—84°. Показатели преломления плагиоклазов: $Ng=1,555-1,563$, $Nm=1,551-1,557$, $Np=1,548-1,553$. Небольшое количество зерен плагиоклаза в основной массе представлено альбитом.

Калинастровый полевой шпат присутствует в виде зерен трех генераций: обычных вкрапленников, гигантокристаллов и в основной массе. Вкрапленники в большинстве интрузий соответствуют микропертитовому нерешетчатому микроклину с $-2V=60-80^\circ$, $\angle Nm : P \perp [001]=10-18^\circ$, $Ng=1,524$; $Nm=1,522$; $Np=1,519$. В адамеллит-порфирах пятой фазы (проба № 3) калишпат представлен моноклинным высоким — промежуточным ортоклазом с $-2V=61^\circ$, $\angle Nm : P \perp [001]=8^\circ$, степень рентгеновской триклинности $\Delta_p=0$. Состав: $Or_{61}Ab_{39}$.

Гигантокристаллы калинастрового полевого шпата в куюндинских гранитоидах представлены микропертитовым моноклинным высоким — промежуточным ортоклазом (по Марфунину, 1962) с $-2V=58-82^\circ$, $\angle Nm : P \perp [001]=4-17^\circ$, $\Delta_p=0$. Показатели преломления: $Ng=1,526-1,528$; $Nm=1,522-1,523$; $Np=1,518-1,520$. Состав калишпата по пикам (201) для гранодиоритов и адамеллитов $Or_{64}Ab_{36}$, для гранодиорит-порфиров куюндинского типа $Or_{82}Ab_{18}$.

В поздних фазах малых интрузий гигантокристаллы соответствуют иным структурно-оптическим типам. В адамеллит-порфирах шестой фазы гигантокристаллы отвечают гомогенному триклинному высокому ортоклазу, до высокого микроклина: $-2V=45-70^\circ$, чаще 50° , $\angle Nm : P \perp [001]=5-18^\circ$, $\Delta=0,2$. Состав по пикам (201): $Or_{76}Ab_{24}$. В эндоконтактах даек единичные гигантокристаллы соответствуют менее упорядоченному криптопертитовому моноклинному высокому ортоклазу с $-2V=58^\circ$, $\angle Nm : P \perp [001]=10^\circ$, $\Delta=0$, $Ng=1,522-1,523$, $Nm=1,518-1,521$, $Np=1,517-1,518$. Состав по пикам (201) для ортоклаза и альбита — $Or_{70}Ab_{30}$. В гранит-порфирах гигантокристаллы представлены криптопертитовым промежуточным — высоким микроклином со степенью рентгеновской триклинности $\Delta_p=0,75$, $-2V=60-80^\circ$, $\angle Nm : P \perp [001]=11-24^\circ$, $Ng=1,524-1,525$, $Nm=1,522-1,523$, $Np=1,519-1,520$. Состав по пикам (201) — $Or_{75}Ab_{25}$.

Химический состав гигантокристаллов калинастрового полевого шпата и кристаллохимические формулы приведены в табл. 8.

Третья генерация калинастрового полевого шпата основной массы изучена лишь в гранитоидах куюндинского типа и гранодиорит-порфирах заключительной фазы. В порфировидных гранодиоритах и адамеллитах калишпат представлен микроклином ($-2V=73-81^\circ$, $\angle Nm : P \perp [001]=14-24^\circ$), а в гранодиорит-порфирах и адамеллит-порфирах Кальмакырского и Джаныбекского штоков — ортоклазом ($-2V=78^\circ$, $\angle Nm : P \perp [001]=3-4^\circ$; $Ng=1,526$; $Nm=1,524$; $Np=1,520$). Состав ортоклаза из основной массы гранодиорит-порфиров (пр. 1087): $SiO_2=$

Состав гигантокристаллов калинатовского полевого шпата из пермских малых интрузий Алмалыкского района, вес. %

Интрузив- ный комплекс	Порода	Номер пробы	Место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	
Пермский	Гранодиорит- порфиры куюндинского типа	113 а	Кальмакыр, скв. II, гл. 367 м	64,74	0,02	17,64	0,37	—	0,3	0,31	0,01	
		110	Кальмакыр, скв. Бл—II, гл. 575 м	63,7	0,05	17,32	0,09	1,9	—	0,28	—	
		118 а	Кальмакыр, скв. II, гл. 440 м	63,95	0,05	17,42	0,14	1,0	0,05	0,42	Сл.	
		263 а	Сарычеку, скв. 34, гл. 290 м	64,82	0,03	18,25	0,2	1,1	—	0,6	—	
		427*	Кальмакыр, скв. Вб, гл. 122 м	64,7	0,01	18,48	1,52	—	0,65	0,4	—	
		431*	Кальмакыр, скв. Вб, гл. 273 м	64,8	0,06	19,36	0,84	—	0,36	0,2	Сл.	
	Адамеллит- порфиры	1048 а	р. Сарыташ	67,3	0,1	16,74	0,67	—	—	—	0,7	0,01
		1082	г. Мынджилкы	62,83	0,05	18,17	0,24	0,64	—	—	0,42	Сл.
		1009	р. Сарыташ	63,5	0,05	18,5	0,33	0,47	0,08	—	0,42	Сл.
		1205	р. Шаугаз	64,11	0,04	19,36	0,51	0,86	—	—	0,4	—
	Гранит-порфи- ры	1528	р. Санап	62,52	0,05	18,43	0,29	1,0	0,15	0,77	Сл.	
		1305—г	р. Сарыташ	65,84	0,05	17,28	0,65	—	0,30	0,78	0,1	
		1328	г. Мынджилкы	65,84	0,05	19,79	0,34	—	—	0,42	Сл.	
	Ортоклаз и микроклин из гранитов и гранит-пегматитов (по П. Н. Червинскому)				64,96	—	19,01	0,29	0,08	0,13	0,58	0,01
	Ортоклаз и микроклин из сиенитов и гранит-сиенитов (по П. Н. Червинскому)				64,13	—	19,40	0,43	0,04	0,06	1,0	—

Интрузив- ный комплекс	Порода	Номер пробы	Место взятия	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	CO ₂	SO ₂	P ₂ O ₅	BaO	П.п.п.	Сумма	
Пермский	Гранодиорит- порфиры куюндинского типа	113 а	Кальмакыр, скв. II, гл. 367 м	12,94	2,75	0,28	—	—	0,05	0,46	—	99,87	
		110	Кальмакыр, скв. Бл—II, гл. 575 м	11,72	2,62	0,27	0,19	0,28	0,01	0,93	1,04	99,95	
		118 а	Кальмакыр, скв. II, гл. 440 м	12,0	2,96	0,39	0,46	0,18	0,01	0,85	1,15	100,49	
		263 а	Сарычеку, скв. 34, гл. 290 м	11,48	2,29	0,12	0,14	0,2	0,02	0,31	0,05	99,31	
		427*	Кальмакыр, скв. ВБ, гл. 122 м	11,4	2,31	0,4	—	0,27	—	0,13	0,7	100,97	
		431*	Кальмакыр, скв. ВБ, гл. 273 м	10,49	3,01	—	—	0,68	—	0,26	—	100,66	
	Адамеллит- порфиры	1048 а	р. Сарыташ	9,69	3,55	0,24	—	—	0,06	0,66	—	—	99,32
		1082	г. Мынджилкы	12,96	2,0	0,25	0,46	0,15	0,01	1,41	1,12	—	100,84
		1009	р. Сарыташ	12,66	2,77	0,2	—	0,07	0,03	0,94	0,26	—	100,23
		1205	р. Шаугаз	12,48	1,85	0,31	—	—	0,02	He опр.	—	—	96,94
	Гранит-порфи- ры	1528	р. Санап	11,1	3,3	0,15	0,72	0,17	0,02	1,11	1,24	—	99,14
		1305—г	р. Сарыташ	9,8	4,5	0,18	—	—	0,04	0,26	—	—	99,69
		1328	г. Мынджилкы	10,85	2,82	0,08	0,02	—	0,02	0,21	—	—	100,41
	Ортоклаз и микроклин из гранитов и гранит-пегматитов (по П. Н. Червинскому)				11,68	2,92	—	—	—	—	—	—	99,66
	Ортоклаз и микроклин из сиенитов и гранит-сиенитов (по П. Н. Червинскому)				11,71	2,68	—	—	—	—	—	—	99,49

* Результаты анализов проб приведены по С. Т. Бадалову (1960).

Кристаллохимическая формула	Примеси, %
$(K_{0,76}Na_{0,25}Mg_{0,02}Ca_{0,02}Fe_{0,02}^{2+})_{1,07} \{Al_{0,96}Si_{3,01}O_8\}$	—
$(K_{0,70}Na_{0,24}Fe_{0,06}^{2+})_{1,0} \{Al_{0,96}Si_{2,99}O_8\}$	Кальцит —0,44 Магнетит—0,12 Пирит—0,53
$(K_{0,72}Na_{0,27}Fe_{0,03}^{2+})_{1,02} \{Al_{0,97}Si_{3,0}O_8\}$	Кальцит —0,74 Магнетит—0,2 Пирит—0,32
$(K_{0,68}Na_{0,20}Ca_{0,02}Fe_{0,03}^{2+})_{0,94} \{Al_{0,99}Si_{3,01}O_8\}$	Кальцит —0,46 Магнетит—0,3 Пирит—0,4
$(K_{0,70}Na_{0,22}Mg_{0,05}Fe_{0,05}^{2+}Ca_{0,02})_{1,05} \{Al_{1,04}Si_{2,94}O_8\}$	Пирит —0,51
$(K_{0,62}Na_{0,26}Mg_{0,03}Fe_{0,01}^{2+}Ca_{0,01})_{0,94} \{Al_{1,01}Si_{2,97}O_8\}$	Пирит —1,29
$(K_{0,57}Na_{0,31}Ca_{0,04}Mg_{0,02}Fe_{0,02}^{2+})_{0,96} \{Al_{0,90}Si_{3,07}O_8\}$	—
$(K_{0,78}Na_{0,18}Fe_{0,02}^{2+})_{0,98} \{Al_{1,01}Si_{2,96}O_8\}$	{Кальцит —0,75 {Магнетит—0,36 Пирит—0,29
$(K_{0,74}Na_{0,24}Fe_{0,01}^{2+}Ca_{0,02}Mg_{0,01})_{1,02} \{Al_{1,04}Si_{2,96}O_8\}$	{Магнетит—0,48 {Пирит —0,13
$(K_{0,74}Na_{0,17}Fe_{0,03}^{2+}Ca_{0,02})_{0,96} \{Al_{1,07}Si_{2,97}O_8\}$	{Магнетит—0,74
$(K_{0,64}Na_{0,30}Fe_{0,03}^{2+})_{0,97} \{Al_{1,0}Si_{2,99}O_8\}$	Кальцит —1,37 Магнетит—0,42 Пирит—0,32
$(K_{0,60}Na_{0,40}Ca_{0,04}Fe_{0,03}^{2+}Mg_{0,02})_{1,09} \{Al_{0,93}Si_{3,01}O_8\}$	—
$(K_{0,63}Na_{0,25}Ca_{0,02}Fe_{0,02}^{2+})_{0,92} \{Al_{1,06}Si_{2,97}O_8\}$	Кальцит —0,05
$(K_{0,67}Na_{0,26}Ca_{0,63}Mg_{0,01}Fe_{0,01}^{3+})_{0,98} \{Al_{0,01}Si_{2,93}O_8\}$	—
$(K_{0,60}Na_{0,24}Ca_{0,05}Fe_{0,02}^{2+}Mg_{0,01})_{0,92} \{Al_{1,05}Si_{2,94}O_8\}$	—

66,75%, $TiO_2=0,05$, $Al_2O_3=17,64$, $FeO+Fe_2O_3=0,6$, $MgO=0,35$, $CaO=0,98$, $K_2O=5,15$, $Na_2O=7,50$, $H_2O=0,14$, $P_2O_5=0,06$, $BaO=0,26$, сумма = 99,48%. Кристаллохимическая формула: $(K_{0,28}Na_{0,66}; Ca_{0,03}; Mg_{0,03}; Fe^{2+}_{0,03})_{1,05} \{Al_{0,96}Si_{3,01}O_8\}$.

Говоря об особенностях парагенезисов породообразующих минералов в малых интрузиях, можно отметить следующее.

1. Установленная последовательность кристаллизации вкрапленников отвечает породам нормальной щелочности, по Д. С. Коржинскому: пироксен-амфибол-биотит, плагиоклаз-кварц-калинатровый полевой шпат.

2. Количество темноцветных минералов относительно постоянно в поперечном сечении интрузий (коэффициент вариации $V=0,58-0,78$), что можно объяснить кристаллизацией амфибола и биотита на глубине в раннемагматический период. Зоны «закалки» малых интрузий почти лишены вкрапленников плагиоклаза, кварца и калинагрового полевого шпата ($V=1,1-1,76$), которые вместе с минералами основной массы (главным образом кварц и калишпат) формировались в близповерхностных условиях, по пути движения расплава (преимущественно плагиоклаз) и на месте становления интрузий в позднемагматический период кристаллизации. Различные условия кристаллизации феррических и салических минералов в малых интрузиях отражает и вид функции их распре-

деления (Родионов, 1964): биотит и амфибол распределяются в соответствии с нормальным законом, а кварц и калишпат — с логнормальным.

3. Гигантокристаллы калинатрового полевого шпата, исчезающие в приальбандовых частях интрузий, лишенные линейной ориентировки в дайках и пространственной связи с ксенолитами, также возникли на уровне современного залегания малых интрузий после формирования всех вкрапленников и отчасти основной массы в пневматолитовую стадию автометаморфизма и перекристаллизации пород остаточными растворами.

4. В направлении от более древних интрузий к молодым:

а) возрастает суммарное содержание калишпата в породах (выборочный ранговый коэффициент корреляции $\rho = +0,81$; $\rho_{5\%} = 0,72$), а также степень рентгеновской триклинности (от 0 до 0,75) и содержание альбитовой молекулы (в среднем от 23 до 32%);

б) увеличивается общая железистость биотита от 52—53% до 58—62. Биотит повсеместно количественно преобладает над обыкновенной роговой обманкой с низкой общей железистостью и значительным содержанием MgO. Плагноклазы малых интрузий характеризуются повышенной основностью и их несколько больше, чем калишпата. Содержание вкрапленников плагноклаза в более молодых породах уменьшается ($\rho = -0,74$).

Помимо порообразующих минералов, в малых интрузиях установлен 21 акцессорный минерал. Большинство их относится к раннемагматическим (циркон, магнетит 1, ильменит, анатаз, монацит, шеелит, апатит 1) и позднемагматическим, включая автометаморфические (сфен, магнетит 2, апатит 2, лейкоксен, рутил, ортит, гранат, флюорит, турмалин, торит-оранжит, молибденит, халькопирит, галенит, сфалерит), акцессорным минералам кальциевой группы и окислов железа (по Хамрабаеву, 1958). Выделяется также группа контаминационных акцессорных минералов, включающая корунд, кианит, а также, вероятно, часть сфена и граната.

Содержание ведущих акцессорных минералов в малых интрузиях (табл. 9) приводится на основании 27 протоколных проб, по данным В. В. Козырева, Ю. Б. Ежкова и др. (1964), Ф. Ш. Раджабова (1962), А. В. Рабиновича и В. Ф. Викторова (1964). Общее содержание акцессорных минералов уменьшается от представителей ранних фаз (1—1,1%) к поздним (0,3—0,46%), причем наибольшие количества магнетита, циркона, апатита и сфена отмечаются в штоках гранодиоритов и адамеллит-порфиоров куюндинского типа.

Видовой состав акцессорных минералов в этом направлении усложняется: в породах I, II, IV фаз — 12 минеральных видов, в VI — 13, в VII — 15, в VIII — 16. Различия наблюдаются в форме и окраске цирконов, апатитов и др. Устойчивой (сквозной) акцессорно-минеральной ассоциацией являются (в порядке выделения) циркон, магнетит ($\text{TiO}_2 = 2,4—2,45\%$), апатит, сфен, часто ортит. Среди ведущих акцессорных минералов магнетит, апатит и сфен играют решающую роль в породах ранних фаз, а циркон — в более молодых интрузиях. Общая черта акцессорной ассоциации — обедненный минеральный состав и ничтожное содержание простых силикатов и фосфатов редких земель.

Петрохимические особенности пермских малых интрузий северного склона Кураминского хребта (табл. 9) охарактеризованы на основании результатов 180 силикатных анализов, принадлежащих К. Н. Вендланду, А. В. Королеву, Н. П. Васильковскому, Т. З. Закирову, С. Т. Бадалову, В. Ф. Викторovu, Ю. Б. Ежкову, Д. Матчанову, В. И. Айзенштату и др.

При сравнении состава и петрохимических параметров (по Заварицкому) малых интрузий со средними типами гранитоидов СССР (по Беусу, 1964) и типовыми породами мира (по Дэли) можно отметить следующее: малые интрузии, по классификации А. Н. Заварицкого, занимают промежуточное положение между породами, пересыщенными SiO_2 ($Q=15-45$) и слабо пересыщенными SiO_2 ($Q=6-15$). К слабо пересыщенным SiO_2 можно отнести породы первой и второй фаз, а также адамеллит-порфиры шестой фазы. По величине $\frac{a}{c}$ кварцевые диоритовые порфиры и кварцевые сиенито-

диоритовые порфиры относятся к группе бедных щелочами ($\frac{a}{c} = 2,5-4$), а все остальные — к умеренно богатым щелочами ($\frac{a}{c} = 4-8$).

Тем не менее, при сравнении со средними составами гранитоидов СССР и мира можно заметить, что малые интрузии занимают промежуточное положение между породами нормального и щелочного ряда. Это указывает на их повышенную щелочность. Величина щелочного модуля

$\varphi = \frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Al}}$ (по В. И. Лучицкому) составляет 0,5—0,7. Гранодиориты

куондинского типа, кварцевые сиенито-диоритовые порфиры и гранодиорит-порфиры заключительной фазы имеют состав, промежуточный между гранодиоритами, кварцевыми диоритами СССР и щелочно-земельными роговообманковыми сиенитами Дэли. По величине параметра v они близки к кварцевым диоритам, а по содержанию анортитового компонента — к гранодиоритам. Состав остальных малых интрузий занимает промежуточное положение между гранодиоритами, адамеллитами СССР и фигуративной точкой акерита. По содержанию железо-магнезиальных компонентов эти породы близки к гранодиоритам, а гранит-порфиры — к гранитам СССР. Фигуративные точки кварцевых диоритовых порфиритов с наибольшим количеством железо-магнезиальных компонентов существенно уклоняются к щелочноземельным сиенитам Дэли. В целом для химизма комплекса характерны повышенные величины параметров a и m^1 и заниженные значения S и Q , а также несколько повышенное количество K_2O в составе щелочей. Для пермских малых интрузий выявлено закономерное уменьшение (значимый отрицательный тренд) от пород ранних фаз к поздним CaO , FeO , MgO , TiO_2 и рост количества SiO_2 (значимый положительный тренд).

Большинство петрогенных окислов в пермских малых интрузиях распределено в соответствии с нормальным законом, с отрицательной асимметрией для SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 и FeO . Для остальных окислов более характерна положительная асимметрия.

Коэффициент окисленности железа $F = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$, по Ю. С. Куцеву (1964), в изучаемых породах варьирует от 0,32 до 0,81 и в среднем составляет 0,59. При сравнении химизма пород из центральных и эндоконтактовых частей малых интрузий (19 анализов) установлено почти повсеместное обеднение призальбандовых участков анортитовой известью и SiO_2 , что связано в основном с кристаллизацией главной массы вкрапленников плагиоклаза и кварца в центре интрузивов.

Для характеристики распределения малых и редких элементов в малых интрузиях использованы результаты 536 количественных определений Nb, Ta, Rb, Cs, Cu, Mo, Pb, Zn, Li, Sr, Zr, Ga, Ge, U, Th, W, Sc и др. (по материалам Рабиновича, Викторова, 1964; Раджабова, 1962; Козырева, 1964 и Айзенштата, 1967). Среднее содержание элементов-примесей в малых интрузиях приводится в табл. 9. С нормальным законом хорошо согласуется распределение в большинстве малых интрузий Co, Y, Yb, Cu, Zr, Sc, Mo, Ga, Rb, Cs. Ni и Pb распределяются в со-

ответствии с логнормальным законом. У большинства элементов-примесей наблюдается положительная асимметрия и отрицательный эксцесс. Ниже дается краткая характеристика особенностей распределения некоторых элементов-примесей в малых интрузиях.

Основные петрохимические и минералогические особенности малых интрузий

Ин- тру- зив- ные фазы	Состав породы	Среднее содержание породообразующих окислов, %						Ведущий парагенезис акцессорных минералов, %
		SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ + +FeO	MgO	CaO	Na ₂ O+ +K ₂ O	
I	Порфиroidные адамеллиты и гранодиориты (куюндинский тип)	63,22	0,48	4,79	2,10	4,10	7,96	Магнетит—0,89 Сфен —0,0168 Циркон —0,0136 Апатит —0,0069 Ортит —0,0012
II	Кварцевые диоритовые порфириты, кварцевые монцонит-порфиры	60,93	0,52	5,44	2,44	4,77	7,73	Магнетит—1,08 Апатит —0,0018 Циркон —0,0015
III	Диоритовые порфириты, спессартиты, единиты и др.	50,02	0,91	10,01	5,31	9,30	6,15	Магнетит, апатит, редко сфен и циркон
IV	Кварцево-сиенито-диоритовые порфириты, гранодиорит-порфиры	63,18	0,45	5,11	2,06	3,89	7,31	Магнетит—0,52 Циркон —0,021 Апатит —0,0098 Знаки сфена
V	Адамеллит-порфиры, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры	65,18	0,47	3,56	1,35	3,03	8,35	Магнетит, циркон, апатит, ортит
VI	Адамеллит-порфиры с гигантокристаллами ортоклаза—микроклина	64,25	0,38	3,98	1,82	2,82	8,53	Магнетит—0,35 Сфен —0,0141 Апатит —0,0098 Циркон —0,0094
VII	Гранит-порфиры с гигантокристаллами ортоклаза	68,39	0,35	2,89	1,23	2,04	8,27	Магнетит—0,24 Циркон —0,0153 Сфен —0,0084 Апатит —0,0063 Ортит —0,0021
VIII	Гранодиорит-порфиры	63,63	0,44	4,44	1,76	3,71	7,55	Магнетит—0,4 Апатит —0,0062 Циркон —0,0058 Ортит —0,0014

Количество рубидия в малых интрузиях варьирует от 0,0043 до 0,021%, что составляет около половины кларкового содержания в кислых породах, по А. П. Виноградову (1962). Разброс содержаний от

средних значений в породах отдельных фаз составляет $\pm 20-40\%$. В биотитах рубидия 0,089—0,23%. Роль калинатового полевого шпата в общем балансе рубидия (0,11—0,022%) особенно велика в грани-

Таблица 9'

геохимические особенности
северного склона Кураминского хребта

Характерные элементы-примеси (z/m)												
V	Mn	Co	Ni	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Ge	Y	Yb	Nb
Ta	U	Th	Zr	Sc	Cu	Zn	Pb	Mo	W	Be	Ga	B
61	770	4,3	5,3	15	115	3,7	1090	399	4,7	6,1	3,1	18
2	2,7	16	190	4,6	28,5	71	23	2,2	9,2	2	17,6	20,1
87	1070	12,5	8	13,2	95,5	2,6	1660	545	1	—	—	12
1	—	—	120	7	48,8	85,5	30,5	0,6	—	1,2	18	11
58	1000	5,2	7	39,6	88,8	4,4	1390	450	1,35	5,4	2,7	11
1,9	4	25	140	5,7	57	62,2	27	2,6	—	2,2	17	25
39	700	2	2	15	120	4,1	1730	610	3,1	4	2	14
1,9	1,9	11	140	3,9	47,5	79	18,8	1,5	9,2	2,1	18,7	21
95	770	6,2	6,7	18,7	140	2,1	1940	483	1	5,8	2,9	14,4
1,4	2,4	13	197	3,6	23,5	57	14,7	0,7	—	1,8	16	23,4
27	630	4	4	17,1	137	1,9	1800	460	1	7,5	3,8	10,5
1,2	—	—	130	3	30,5	52	15,7	0,4	—	1,9	16	21,5
97	950	6,7	9,3	19,6	104	1,6	1480	493	1	4,7	2,3	9,3
1,1	—	—	160	1,6	34	88,4	24,6	1,7	—	1,7	20,0	10,6

тоидах куюндинского типа и гранодиорит-порфирах (55—58%). Направленное накопление элемента в более поздних фазах не наблюдается. Отношение $\frac{K}{Rb}$ в малых интрузиях составляет 282—328.

Содержание цезия в малых интрузиях варьирует от 0,00009 до 0,0008%, в среднем 0,000313, что в 1,5 раза ниже кларковых значений. Заметное обогащение цезием устанавливается для поздних фаз пермского комплекса (ранговый коэффициент корреляции $\rho = 0,73$, $\rho_{5\%} = \pm 0,72$). Содержания цезия в пределах интрузивов одной фазы довольно постоянны ($V = 1,14$). Каликатровые полевые шпаты концентрируют от 16,5 до 43% суммарного количества цезия в породах (0,0002—0,0008%). Главным минералом-концентратором цезия является биотит (0,0027—0,005%). Отношение $\frac{Rb}{Cs}$ меняется от 20,2 до 71,2.

Данные количественного определения лития в малых интрузиях показали, что его содержание (0,00132—0,00396%) в 2—3 раза меньше кларковых значений, установленных Э. Л. Хорстманом (1959), А. П. Виноградовым (1962) и Л. В. Таусоном (1961) в гранитах. Распределение лития в пермских интрузиях довольно постоянно, с разбросом вокруг средних значений ± 20 —40%. В ходе эволюции магматического расплава не наблюдается направленного роста концентрации лития в продуктах поздних фаз. Около 95% лития концентрируется в биотитах (0,027—0,047%) и амфиболах, тогда как содержание элемента в калишпатах не превышает 0,004—0,0006%. Подвижность редких щелочей в соответствии с их коэффициентом дифференциации (Коптев-Дворников и Негрей, 1966) уменьшается в ряду: литий—рубидий—цезий. Литий как наиболее подвижный элемент с наименьшим удельным весом иона накапливается в апикальных выступах штоков куюндинских гранитоидов, где количество его почти в 1,7 раза выше, чем в более глубоких срезках.

Содержание германия в большинстве изучаемых интрузий не достигает кларкового (0,00014, по Виноградову, 1962) и только в куюндинских гранитоидах и адамеллит-порфирах пятой фазы количества его в 2,2—3,4 раза превышают кларковые.

Н и о б и й содержится в пермских интрузиях в нижекларковых количествах (0,0024%, по Виноградову, 1962) или околокларковых (0,0014%, по Знаменскому, 1964, для гранитоидов СССР). Помимо сфена, главного минерала-концентратора ниобия (до 0,35%), он накапливается также в биотитах, где изоморфно замещает титан.

Т а н т а л присутствует в количествах, составляющих половину кларкового содержания в гранитоидах (0,00035%), по Виноградову (1962) и равен кларку в гранитоидах СССР (0,0001%), по Знаменскому (1964). Основная масса тантала концентрируется в темноцветных минералах. Отношение $\frac{Nb}{Ta}$ в малых интрузиях варьирует от 5,8 до 12.

У р а н содержится в пермских интрузиях в количествах ниже кларкового (0,00028—0,00035%), что можно объяснить загрязнением исходного магматического расплава материалом, богатым железом, магнием и бедным радиоактивными элементами. Тенденция к накоплению урана в породах более молодых фаз не наблюдается.

Т о р и й, как и уран, не достигает в малых интрузиях кларковой (0,0018%, по Виноградову, 1962) концентрации. Наибольшее его содержание (0,00025%), как и урана, отмечается в породах четвертой фазы. Низкое содержание урана и тория в пермских интрузиях Кураминского хребта связано с малым количеством основных минералов-концентраторов этих элементов—монацита, торита, ортита. Отношение $\frac{Th}{U}$ в малых интрузиях колеблется от 5,4 до 6,2. При переходе от более глубоких фаций куюндинских гранитоидов к их апикальным выступам наблюдается трехкратное увеличение содержания урана (от 0,00014 до 0,0004%) и тория (от 0,0008 до 0,0024%).

Медь присутствует в породах в кларковых количествах (в среднем 0,003%). Повышенные концентрации (в 1,5—1,9 раза превышающие кларк) отмечаются в кварцевых монцонит-порфирах, кварцевых сиенито-диоритовых порфиридах и адамеллит-порфирах. Валовые концентрации меди в пермских интрузиях не согласуются с общим количеством в породах акцессорного халькопирита, причем наблюдается тенденция к обратной зависимости. Основная масса меди содержится в биотите и амфиболе (0,01—0,03%), а на каликатровый полевой шпат (содержание меди 0,00048—0,0021%) приходится 5,6—13,5% от общего количества элемента в породах.

Цинк. Концентрации его варьируют от 0,00523 до 0,00884% и почти равны или несколько превышают кларк этого элемента в кислых породах (0,006%, по Виноградову, 1962). Лишь 5—12% от валового количества цинка сосредоточено в каликатровом полевом шпате (0,0008—0,003% Zn). Распределение цинка в различных по возрасту интрузиях хорошо согласуется с количеством в них темноцветных минералов (в биотитах 0,01—0,05% Zn), что объясняется кристаллохимической связью цинка с Mg и Fe²⁺. Роль акцессорного сфалерита в общем балансе кларкового цинка незначительна.

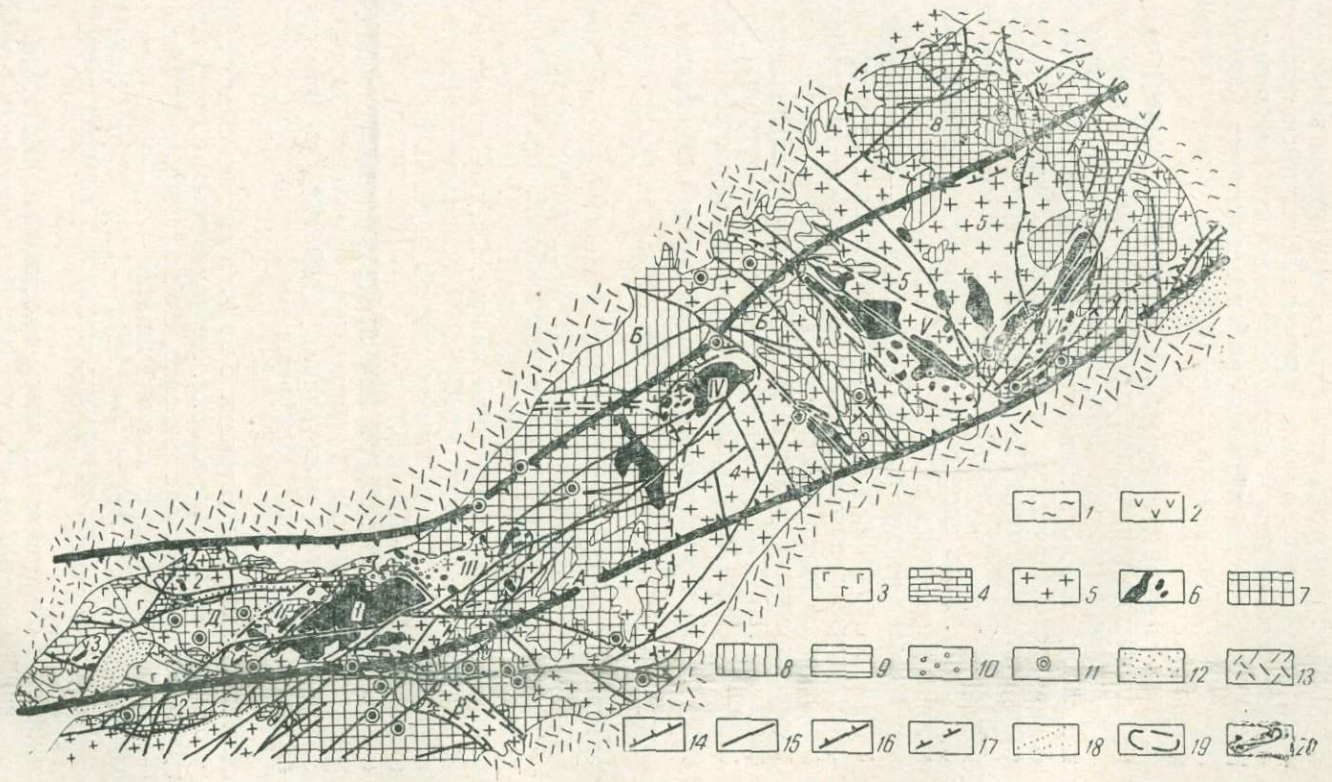
Наиболее высокие концентрации свинца, в 1,2—2 раза превышающие кларк (0,002%, по Виноградову, 1962), содержатся в породах ранних фаз: куюндинских гранитоидах, кварцевых диоритовых порфиридах, кварцевых сиенито-диоритовых порфиридах. В более молодых интрузиях фон распределения свинца падает до 0,7—0,9 от кларкового содержания. Большая часть Pb (55—70%) концентрируется в каликатровых полевых шпатах (0,001—0,0048%), а остальное количество содержится в биотитах (0,001—0,005%), акцессорном галените, отчасти ортите. Отношение $\frac{Zn}{Pb}$ в малых интрузиях составляет 2,3—4,2, что близко к кларковым значениям.

Наибольшими фоновыми содержаниями молибдена (0,00022—0,00026%) характеризуются породы ранних фаз, где концентрации элемента в 1,5—2,6 раза превышают его кларк в кислых породах (0,0001%, по Виноградову, 1962, и 0,00015%, по Таусону, 1961). В более молодых интрузиях содержание молибдена ниже кларка. Среднее содержание Mo в пермских интрузиях составляет 0,0002%, что позволяет говорить о специализации пород комплекса на этот элемент. В полевых шпатах количество Mo достигает 0,00005—0,0001%.

Единичные определения содержания вольфрама в породах первой и пятой фаз пермского интрузивного комплекса дают цифру 0,000092%, что значительно ниже кларка (0,00015%, по Виноградову, 1962). Характер распределения вольфрама в малых интрузиях подлежит изучению.

В малых интрузиях концентрация бериллия составляет 0,00017—0,0002%, что значительно ниже кларка. Исследование распределения Be в породообразующих минералах показало, что в плагиоклазах концентрируется 47—54%, каликатровых полевых шпатах — 26—33% (при содержании 0,00011—0,00022% Be) и биотитах — 11% (при содержании 0,0006% Be) этого элемента, который находится в породах в состоянии крайнего рассеяния.

Содержания бора в малых интрузиях довольно постоянны (коэффициент вариации 0,1) и меняются от 0,00106 в гранодиорит-порфирах до 0,0025 в кварцевых сиенито-диоритовых порфиридах. Среднее содержание элемента в породах комплекса составляет 0,00196%, что лишь в 1,3 раза превышает его кларк в кислых породах (0,0015%, по Виноградову). Отсутствие повышенных концентраций B в интрузиях поздних



фаз свидетельствует о неблагоприятных физико-химических условиях для накопления его в остаточном магматическом расплаве.

Почти все малые интрузии содержат повышенные концентрации ванадия — 0,0065—0,0087%, что в 1,4—2,2 раза больше кларка этого элемента в кислых породах (0,004%). Лишь в гранит-порфирах количество ванадия резко уменьшается до 0,0027%. Среди минералов гранитоидов ванадий концентрируется в биотитах и амфиболах, а также в акцессорных магнетите, ильмените, ортите и сфене, замещая в них Fe^{2+} , Mg^{2+} и Ti^{4+} . В целом для комплекса малых интрузий характерен пониженный фон распределения (0,3—0,6 кларка в кислых породах, по А. П. Виноградову) Rb, Cs, Li, Zr, Nb, Ta, U, Th, Y, Yb, Be, Ga и повышенный (в 1,2—2,4 раза выше кларка) Fe, Ti, Mn, V, Sc, Sr, Ba, В. Устанавливается частичная геохимическая специализация (в 1,2—3,4 раза превышающая кларк) пород отдельных фаз (I, II, IV, V и VIII) на Cu, Mo, Pb, Zn, Ni, Co и Ge.

Металлогения пермского интрузивного комплекса в пределах северного склона Кураминского хребта характеризуется преобладанием меди, молибдена, свинца, цинка и золота. Первостепенное значение приобретает прожилково-вкрапленная медно-молибденово-золоторудная минерализация гидротермального и редко скарнового (Базымчак) типа. Анализ пространственного распределения нижнепермских гранитоидов куюндинского типа, связанных с ними медно-молибденового и другого оруденений, а также сопутствующей минерализации позволил (И. А. Айзенштат, В. И. Айзенштат, 1966) выделить в Кураминском хребте региональную Кураминскую структурно-металлогеническую зону (рис. 6). Она протягивается на 170 км при ширине 20—30 км. В западной части прослеживается в субширотном направлении, а в районе р. Кандыр меняет простирание на северо-восточное. Зона отвечает общему простиранию хребта, пересекая его под острым углом. С запада на восток в зоне последовательно наблюдаются Алмалыкское поднятие, Алмалыкская грабен-синклиналь, Северо-Карамазарская мульда проседания, Гудасское поднятие, Камчикская мульда проседания, Восточно-Кураминское поднятие и Гавасайский синклинальный прогиб. Области поднятий сложены в основном верхнепалеозойскими гранитоидами, а депрессии выполнены вулканогенными породами.

В пределах зоны рудные поля размещаются главным образом в крайних частях блоковых поднятий, в тесной связи с интрузиями порфировидных гранодиоритов и адамеллитов куюндинского типа (преимущественно с их апикальными выступами) и контролируются крупными разрывными структурами (табл. 10).

Рис. 6. Структурно-металлогеническая зона в Кураминском хребте (схема герцинских структур приводится по В. А. Арапову, 1964).

1—песчаники и сланцы силура, 2—вулканогенные породы нижнего девона, 3—неокаледонские гранитоиды, 4—известняки и доломиты среднего палеозоя, 5—гранитоиды верхнего палеозоя и нижнего триаса, 6—нижнепермские гранитоиды (куюндинский тип), 7—вулканогенные породы верхнего палеозоя—нижнего триаса, 8—верхнепалеозойские и нижнетриасовые субвулканы и интрузивные тела, 9—область распространения нековых фаций намюр-нижнебашкирского возраста, 10—зоны гидротермально измененных пород, 11—центры извержений, 12—отложения мела, палеогена и неогена, 13—четвертичные отложения, 14—разломы намюр-нижнебашкирские, 15—разломы верхнепалеозойские, 16—альпийские разломы, 17—границы мульды проседания и синклинальных прогибов, 18—границы грабен-синклиналей, 19—границы рудных полей, 20—контур структурно-металлогенической зоны.

Мульды проседания: А—Лашкерекская, Б—Камчикская, В—Кугалинская. Синклинальные прогибы: Г—Гавасайский. Грабен-синклинали: Д—Алмалыкская. Горст-антиклинали: I—Северо-Карамазарская. Поднятия: 2—Северо-Алмалыкское, 3—Калканатинское, 4—Гудасское, 5—Восточно-Кураминское. Рудные поля: I—Алмалыкское, II—Саукбулакское, III—Кандырское, IV—Джиландинское, V—Кандаганское, VI—Базымчакское.

Рудная минерализация повсеместно сопровождается широким развитием гидротермально измененных пород. Наиболее распространены процессы серицитизации, окварцевания, альбитизации, в меньшей мере хлоритизация, микроклинизация, захватывающие нижнепермские гранитоиды и их околоинтрузивные зоны.

О нижнепермском возрасте оруденения свидетельствуют тесное пространственное тяготение рудной минерализации к нижнепермским гранитоидным интрузиям и данные определения абсолютного возраста.

Таблица 10

Схема размещения рудных полей в Кураминской структурно-металлогенической зоне

Поднятия и депрессии	Рудное поле	Геолого-структурная позиция рудных полей	Ведущие металлы
Северо-Алмалыкское поднятие	Алмалыкское	Северо-Алмалыкское поднятие, апикальные и нескрытые эрозией фации гранитоидов P_1 , приуроченные к брахиангиональным структурам, разломы Бургундский, Карабулакский	Cu, Mo, Pb, Zn, Au
Алмалыкская грабен-синклиналь Северо-Карамазарская горст-антиклиналь	Саукбулакское	Северо-западная окраина Северо-Карамазарской горст-антиклинали вблизи Алмалыкской грабен-синклинали, западное погружение плутона P_1 , развитие его апикальных зон, разломы Мисканский, Саргаламский	Cu, Mo, Au, (Pb, Zn)
Лашкерекская мульда проседания	Кандырское	Восточная окраина Северо-Карамазарской горст-антиклинали вблизи Лашкерекской мульды проседания, восточное погружение гранитоидного плутона P_1 , развитие его апикальных зон, Железный разлом	Cu, Mo, (Pb, Zn, Au)
Гудасское поднятие	Джиландинское	Северная часть Гудасского поднятия, окраинная область Лашкерекской и Камчикской мульды проседания, развитие апикальных зон гранитоидов P_1 в юго-западной части рудного поля, Кумбельский и Железный разломы	Cu, Mo, (Au, Pb, Zn)
Камчикская мульда проседания	Кандаганское	Западная окраина Восточно-Кураминского поднятия, вблизи Камчикской мульды проседания, развитие апикальных зон гранитоидов P_1 в южной части поля, Кенкольский разлом	Zn, Mo, Au, (Pb, Zn)
Восточно-Карамазарское поднятие	Бозымчакское	Юго-восточная окраина Восточно-Кураминского поднятия вблизи Гавассайского синклинального прогиба, Джалгызурюкский разлом	Cu, Mo, Au, Pb, Zn, (Fe)

Примечание. В скобках — менее характерные элементы-примеси.

На Джиландинском медно-молибденовом рудопроявлении установлено пересечение прожилково-вкрапленного оруденения и гидротермально измененных гранодиоритов куюндинского типа свежими дайками снетито-диоритовых порфиритов пермо-триасового возраста.

Из вышесказанного можно предположить, что основными факторами, определяющими формирование и размещение нижнепермского медно-молибденового с золотом и другого оруденения в выделяемой структурно-металлогенической зоне (помимо литологических) являются

магматогенные и геолого-структурные. В числе первых следует указать на нижнепермские интрузии (куюндинский тип), особенно слабоэродированные, либо не вскрытые эрозией апикальные выступы.

Среди геолого-структурных факторов для внедрения и локализации рудоносных штоков особо благоприятны крупные субширотные и северо-западные разрывы глубокого заложения в зонах перехода от поднятий к депрессиям, а также местные брахиантиклинальные структуры. Рудолокализирующими структурами повсеместно явились зоны повышенной трещиноватости в литологически благоприятных средах.

ГРАНИТОИДНЫЕ ИНТРУЗИВЫ ЮГО-ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ЧАТКАЛЬСКОГО ХРЕБТА

Рассматриваемая территория — часть Кураминской структурно-фациальной подзоны (В. И. Попов, 1938). Для нее характерно многоярусное строение, исключительная интенсивность проявления магматических процессов, незначительное развитие и небольшая мощность палеозойских осадочных образований и их фациальное непостоянство, многочисленные угловые несогласия и перерывы в осадконакоплении, обилие разрывных нарушений, широко развитая блоковая тектоника и т. д.

Таблица 11

Схема магматизма юго-западных отрогов Чаткальского хребта

Цикл	Этап	Формация	
		вулканическая	интрузивная
Герцинский	Активизации (P ₂ —T ₁)	Щелочные базальтоиды	Диабазо-гранитовая (дайки регионального распространения)
	Постинверсионный (C ₂ —P ₂)	Липаритовая (P ₁ —P ₂)	Гранито-аляскитовая (P ₁ —P ₂)
		Андезито-дацитовая (C ₁ —C ₂)	Небольшие дискордантные тела гранодиорит-порфиров (C ₃ ?)
	Инверсионный (C ₁ ⁿ —C ₂ ^o)	Андезито-базальтовая (C ₁ —C ₂)	Габбро-диорито-гранодиорито-гранитовая (C ₁ —C ₂)
Доинверсионный D ₃ —C ₁ ^v	Осадочно (вулканогенно)-терригенные фации: кремнисто-известковистая (C ₁ ^t + V) и терригенно-карбонатная (D ₂ +D ₃)		

Детальное петрографо-геохимическое исследование гранитоидов юго-западных отрогов Чаткальского хребта начато сравнительно недавно. Вещественный состав и петрохимические особенности некоторых интрузивов изучали И. М. Исамухамедов (1957), А. А. Кустарникова (1957), Е. М. Головин (1960), И. М. Воловикова (1958), П. С. Козлова (1960), И. Е. Сморгчов (1955), В. И. Рехарский (1965), А. П. Лаверов (1964), П. И. Салов (1964) и др., фациальность — Т. Н. Далимов (1965).

В целом в этом районе выделяют каледонский, герцинский структурные этажи и альпийский покров.

Мы в схеме магматизма совместно с В. Т. Юдиным, В. А. Араповым и Т. М. Мацокиной в пределах герцинского структурного этажа, в отличие от многих предыдущих исследователей, выделяем несколько этапов и присущие им формации (табл. 11).

Вулканические формации объединяют породы субвулканической, экстрезивной и эффузивной (покровной) фации, а интрузивные — породы

фаз соответственно их названиям. При этом граница между этапами и формациями проходит по существующим несогласиям.

В данном разделе рассматриваются акцессорные минералы, редкие и рассеянные элементы гранитоидов (C_1 — C_2) и некоторых субвулканических образований липаритовой формации. К первым относятся: Акчинский, Шавас-Беляутинский (Карабашский), Восточно-Шавасский, Карабау-Калбадикский, Акча-Шавасский (Верхнешавасский), Башкызылсайские массивы и Гушсайские, Дукенские штокообразные тела. Ко вторым — гранит-порфиры Бабайтагского массива и граносиениты и сиениты Бабайтагского и Чилтенского типов.

В настоящее время при тектоническом районировании Кураминской подзоны одни исследователи (М. М. Ахмеджанов, О. М. Борисов, М. Г. Калабина и др.) главную роль отводят складчатым нарушениям (мегантклинали, мегасинклинали, брахиантиклинали и т. п.), а другие (В. А. Арапов, В. Т. Юдин и автор) полагают, что главную тектоническую особенность в верхнем палеозое этой подзоны составляет блоково-разломная тектоника и связанные с ней структуры: прогибы, грабены, горсты и вулкано-тектонические депрессии. В районе выделяется четыре вулкано-тектонические депрессии: Карабашская, Кызылнуринская, Чилтенская, Наугарзанская и одна грабен-синклиналь — Шавасс-Дукенская.

НИЖНЕ-СРЕДНЕКАРБОНОВАЯ ИНТРУЗИВНАЯ ФОРМАЦИЯ

К породам этой формации в пределах юго-западных отрогов Чаткальского хребта относятся все гранитоидные тела (в литературе они известны как «карамазарские» и «кызылсайские» типы). Общая площадь их около 250 км². Большинство пород этого комплекса представлено интенсивно контаминированными гранитоидами с изменчивым составом — от кварц-диоритов до гранитов с преимущественным развитием гранодиоритов. Нижний возрастной предел их определяется на основании прорывания (по р. Карабаш и зап. Акчасай) ими различных порфиров (низы $C_2^{b_1}$), а верхний — по налеганию на них базальных слоев андезито-дацит-порфиров (C_2).

Указанный возрастной предел подтверждается и данными абсолютного возраста (287—310 ± 10 млн. лет).

Акчинский массив расположен в низовьях Акчасая, прорывает отложения девона и в свою очередь перекрывается эффузивами акчинской свиты. По А. А. Кустарниковой, сложен породами четырех фаз интрузии: 1) габбро, 2) диоритами, 3) гранодиоритами, 4) гранитами. Исследования Ю. Г. Корчевской и Я. С. Висьневского (1963—1967 гг.) показали, что габброиды являются производными основной магмы, поэтому мы рассматриваем Акчинский массив как трехфазный.

Шавасский, Восточно-Шавасский и Карабашский массивы. Первые два расположены в бассейне рек Беляути и Шавас, а Карабашский — в среднем течении одноименного сая. Они прорывают песчано-сланцевую толщу нижнего палеозоя и вулканогенные породы среднего и нижнего девона. Перекрываются интрузивы базальными слоями андезито-дацит-порфиров акчинской свиты (C_2).

Эти массивы также сложены породами трех фаз интрузии: диоритами, габбро-диоритами, гранодиоритами, реже гранитами.

Башкызылсайский массив находится в бассейне одноименного сая. На основании стратиграфического положения Н. П. Васильковский (1952) считает, что он послееакчинский. Однако в 1961 г. И. М. Богомольный, А. П. Агафонов, А. С. Макаров и др. в верховьях

Гавханасая (левый приток Башкызылсая) установили трансгрессивное налегание на него базальных конгломератов акчинской свиты.

В интрузиве выделяются три разновидности пород: гранодиориты, граниты и плагиограниты. Первые слагают его основную часть, а остальные — приконтактные участки. Граниты в виде небольших тел встречаются на контакте с эффузивами, а плагиограниты — с известняками. Все они имеют между собой постепенные переходы.

Акча-Шавасский массив слагает ядро Шавасской брахиантиклинали. Возраст его впервые определялся Е. А. Кочиевым (1947—1948 гг.), который предполагал, что породы этого массива рвут акчинскую свиту и перекрываются оясайской (С₃).

В 1961 г. Б. А. Андерсон, В. Т. Юдин и др. в среднем течении Восточного Акчасая установили трансгрессивное перекрывание массива породами акчинской свиты. Нами этот факт подтвержден в 1966 г. и в основании акчинской свиты найдена галька рассматриваемых пород.

Таблица 12

Количественно-минералогический состав диоритов, %

Массив	Минерал						
	плагиоклаз	амфибол	биотит	кварц	калишпат	акцессорные	вторичные
Акчинский (15)	59,1	22,0	10,3	1,8	0,9	1,9	4,0
Шавас-Беляутинский (10)	61,9	18,3	6,1	6,3	2,4	2,5	2,5
Карабашский (14)	65,9	18,7	2,3	3,9	1,6	4,5	3,1
Восточно-Шавасский (8)	62,6	7,8	16,5	4,2	3,0	3,7	4,0
Карабауский (16)	59,7	8,3	18,6	3,2	2,4	2,6	5,1

Примечание. Здесь и далее в скобках указано количество подсчитанных шлифов и проделанных анализов, а приводимые результаты характеризуют их среднее значение.

Массив сложен породами двух фаз интрузии: гранодиоритами и гранитами, причем основную часть составляют граниты, а центральную — гранодиориты. Контакт между ними резкий.

Карабау и Колбандыкские массивы расположены в устьях одноименных саев. Н. П. Васильковский (1952) отнес их к каледонским гранитоидам, а А. А. Кустарникова (1957), П. И. Салов (1964) и др. — к среднекарбовым (послеакчинским).

Мы совместно с О. М. Борисовым, В. Г. Юдиным, А. Ярмухамедовым и др. в 1967 г. установили прорывание ими порфиритов (низы С₂) и налегание на них дацит-порфиров акчинской свиты (С₂).

Ниже приводится краткая характеристика пород рассматриваемой формации (С₁—С₂^b).

Диориты и кварцевые диориты. В эту группу объединены породы, состав которых колеблется от кварцевых диоритов до диоритов. Между ними имеются постепенные взаимопереходы. Макроскопически они представляют собой средне- и мелкозернистые породы, лишь изредка обладающие параллельной текстурой. Среди них в зависимости от характера распределения и содержания цветных минералов и кварца выделяются следующие разновидности пород: а) амфиболовые, б) амфибол-биотитовые, в) биотитовые и г) кварцевые диориты. Они имеют гипидиоморфнозернистую структуру и состоят из плагиоклаза, амфибола, кварца, биотита и единичных зерен калишпата (табл. 12).

Гранодиориты. В эту группу наряду с типичными гранодиоритами объединены адамеллиты, гранито-гранодиориты и т. п.

Макроскопически гранодиориты всех массивов, за исключением Восточно-Шавасского, представляют собой серые среднезернистые породы,

Таблица 13.

Количественно-минералогический состав гранодиоритов, %

Массив	Минерал					
	плагиоклаз	калишпат	кварц	биотит	амфибол	акцессорные
Акчинский (7)	44,3	11,9	25,8	12,8	3,9	1,2
Шавас-Беляутинский (15)	38,5	20,0	24,2	12,1	4,5	0,7
Карабашский (8)	41,6	17,0	26,6	10,2	2,8	1,8
Башкызылсайский (14)	39,6	18,8	30,9	6,0	3,5	1,2
Акча-Шавасский (8)	40,1	21,9	26,3	8,1	2,9	0,7
Восточно-Шавасский (4)	46,3	18,9	29,0	3,6	1,0	1,2
Карабауский (5)	41,0	21,5	27,2	6,3	3,1	0,9
Кальбаудыкский (3)	32,4	26,3	26,1	10,1	3,9	1,2

а в последнем приобретают порфировидную текстуру и розовую окраску. Под микроскопом все они характеризуются довольно простым минерало-

Таблица 14.

Количественно-минералогический состав гранитов, %

Массив	Минерал					
	плагиоклаз	кварц	калишпат	биотит	мусковит	акцессории
Акчинский (14)	14,7	36,1	40,3	6,8	0,9	1,2
Шавас-Беляутинский (3)	10,4	25,8	48,7	8,1	5,4	1,4
Карабашский (12)	18,6	26,8	45,1	7,4	—	1,9
Акча-Шавасский (8)	32,0	31,0	30,5	5,1	0,4	1,0
Башкызылсайский (4)	28,1	30,4	33,0	5,1	2,4	1,0
Карабауский (4)	18,1	36,4	35,0	5,3	4,2	1,0
Кальбаудыкский (2)	28,3	29,1	30,0	8,2	3,1	1,3

гическим составом (плагиоклаз N=38--45): калишпат (ортоклаз и микроклин), кварц, биотит, реже роговая обманка и ряд акцессориев имеют типичную гипидиоморфнозернистую, реже порфировидную структуру. При этом количественное содержание вышеотмеченных минералов в пределах каждого интрузива различно (табл. 13). Кроме того, в каждом интрузиве в зависимости от состава вмещающих пород также наблюдается довольно заметное колебание их минералогического состава.

Граниты. Встречаются почти во всех массивах. Среди них различаются биотитовые, биотит-мусковитовые и аляскитоидные разновидности. Последние находятся преимущественно в эндоконтактных зонах гранитов с кварцевыми порфирами, а биотитовые разновидности — с андезитовыми порфиритами, иногда с дацит-порфирами.

Состав гранитов: плагиоклаз (№ 28—30), калишпат, кварц, биотит, и акцессории. Аляскиты, в отличие от гранитов, характеризуются меньшим количеством и более кислым составом плагиоклаза (№ 12—15), а также наличием мусковита (табл. 14).

Структура гранитовая, но иногда встречаются и монцитонитовые разности.

СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ И ЭКСТРУЗИВНЫЕ ФАЦИИ ЛИПАРитОВОЙ ФОРМАЦИИ

К этой фации относятся: гранит-порфиры, кварцевые порфиры Бабайтагского массива и различные штокообразные тела аляскитов, граносиенитов и сиенитов (рис. 7).

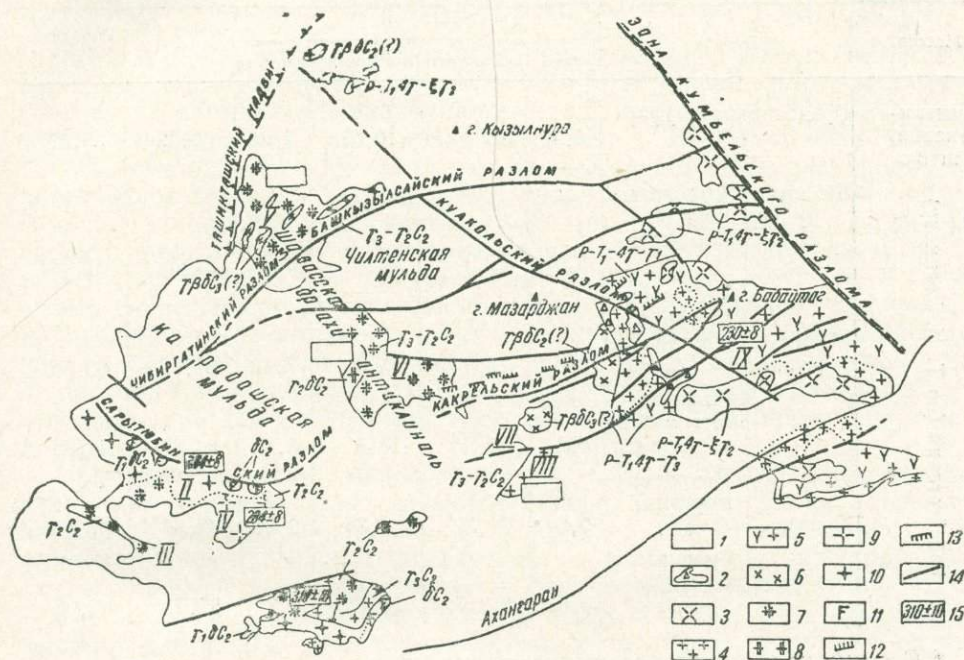


Рис. 7. Схема расположения гранитоидов в юго-западных отрогах Чаткальского хребта.

1—поля развития осадочно-вулканогенных пород Д—Т; 2—туфы кварцевых порфиров; 3—сиениты и граносиениты (Бабайтагский и Чилтенский); 4—кварцевые порфиры; 5—гранит-порфиры; 6—гранодiorит-порфиры; 7—граниты; 8—гранодiorиты; 9—порфировидные гранодiorиты; 10—диориты; 11—габбро; 12—дайки кислого состава; 13—дайки основного состава; 14—разломы; 15—данные абсолютного возраста. Массивы: I—Акчинский, II—Шавас-Беляутинский, III—Карабашский, IV—Восточно-Шавасский, V—Башкызылсайский, VI—Акча-Шавасский, VII—Калбанджский, VIII—Карабауский, IX—Бабайтагский.

Бабайтагский массив занимает площадь около 200 км². Сложен гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, образующими между собой постепенные переходы. Он прорывает нижнюю часть вулканогенных пород липаритовой формации (P₁—P₂), реже залегает межформационно в виде межпластовых залежей. В отдельных случаях наблюдаются переходы в эффузивные разности (басс. Самгран, Тоганбаши).

По Т. Н. Далимову (1965), массив сложен породами трех импульсов: 1) гранит-порфиров и кварцевых порфиров; 2) граносиенитов и кварцевых сиенит-порфиров; 3) туфолав кварцевых порфиров. Абсолютный возраст массива, по Т. Н. Далимову (1965), 225—230 млн. лет, а по Н. П. Лаверову, — 270—275 млн. лет (1964).

Гранит-порфиры занимают центральные и наиболее эродированные части и характеризуются массивной плотной текстурой, грубо параллелепипедальной отдельностью, имеют розовую, чаще серую окраску.

Минералогический состав: вкрапленники, калиевый полевой шпат (микроклин-пертит) — 20—18% с $\angle 2V$ 78—85°, плагиоклаз (№ 16 — 35 — олигоклаз и андезин) — 15%, кварц — 18—20%, биотит — 4—6% и обыкновенная роговая обманка — 2—0,5%. Минералы основной массы: кварц, калишпат и альбит (табл. 15). Вторичные: хлорит, серицит, эпидот.

Таблица 15

Количественно-минералогический состав субвулканической и экструзивной фации липаритовой формации, %

Массив	Порода	Вкрапленники				Сумма фенокристаллов	Основная масса	
		кварц	калишпат	плагиоклаз	цветные			
Кумыщанский шток Бабайтагский (по Т. Н. Далимову)	Граносиенит-порфир (2)	5,26	42,11	10,52	2,63	60,52	39,47	
	III импульс Туфолавы кварцевых порфиров (2)	3,0	12,1	2,1	0,3	21,0	61,3*	
	II импульс Кв. сиенит-порфиры Чилтенские (5)	3,01	15,8	5,4	7,42	31,62	68,56	
	I импульс	Граносиениты Бабайтагские (8)	10,9	43,2	13,5	5,11	54,8	44,89
		Кварцевые порфиры (10)	9,6	21,32	8,33	2,81	42,35	57,14
	Гранит-порфиры (13)	10,67	31,17	10,47	3,7	57,61	42,06	

* В сумму не включены обломки различных пород.

Структура пород порфировая. Размер фенокристаллов колеблется в пределах 0,5—2 см. Основная масса микрогранитовая, микроаплитовая, микропегматитовая, реже аллотриоморфная и микрофельзитовая.

Граносиенит-порфиры бабайтагского типа. Вместе с так называемыми чилтенскими кварц-сиенит-порфирами рвут указанные гранит-порфиры. Образуют ряд штокообразных тел размером от 0,5—1 до 5 км² в южной части массива, тесно приурочены к зоне субширотных разломов (рис. 7). Штоки пород этого типа встречаются в басс. Паркентская, где прорывают вулканогенные отложения (С₂ — С₃⁽²⁾). Характеризуются розово-красной, темно-серой окраской, отчетливо выраженным порфировым и порфировидным сложением. Состав: микроклин — пертит (26—30%) или реже олигоклаз (10—12%), кварц (30—28%), биотит (4—6%).

Минералы основной массы: кварц, калишпат, альбит, магнетит; вторичные: хлорит, серицит, редко пренит.

Структура пород порфировая с образованием гигантокристаллов калишпата размером до 2—3 см. Структура основной массы преимуще-

ственно микропегматитовая, реже гранофировая, сиенитовидная и микрогранитовая.

Кварцевые сиенит-порфиры чилтенского типа представляют собой фациальную разновидность бабайтагских граносиенитов (Далимов, 1965). Они образуют штокообразные и дайковые тела. Характеризуются розовой окраской, незначительными размерами фенокристаллов. Состав аналогичен граносиенит-порфирам. Фенокристаллы: кварц, ортоклаз пертитизированный, олигоклаз-андезин, пироксен, биотит. Основная масса состоит из калиевого полевого шпата, альбита и кварца. Вторичные: хлорит, серицит, карбонат и эпидот.

Структура пород порфировая, а основной массы — призматически зернистая, фельзитовидная.

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Для характеристики петрохимии пород мы располагаем более 100 полными силикатными анализами. Результаты усредненных проб пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого (табл. 16). Данные по субвулканическому образованию заимствованы из работ Т. Н. Далимова (1965).

По петрохимическим особенностям породы ниже-среднекарбонтовой интрузивной формации варьируют от диоритов до гранитов и аляскитов. В целом для них (за исключением гранитов) по сравнению со средними типами пород по Дэли характерна пересыщенность щелочами (причем нередко Na преобладает над K) и фемическими компонентами. В связи с этим диориты соответствуют монцонитам, а адамеллиты и гранодиориты отклоняются в сторону маркит-монцонитового ряда. По количеству полевошпатовой извести большинство пород соответствует среднему типу диорита и гранодиорита по Дэли. Тем не менее породы рассматриваемой формации дают непрерывную серию составов от типичных диоритов до гранитов.

Субвулканические образования ($P_1 - P_2$). Усредненные пробы кварцевых порфиров располагаются вблизи аляскита Дэли, а гранит-порфиры — около гранита. Однако кварцевые порфиры отличаются от аляскитов, во-первых, недонасыщенностью глиноземом, во-вторых, несколько повышенным содержанием фемических компонентов: MgO, Fe₂O₃, FeO, CaO, достигающих в сумме 2,2%, а у аляскитов они не превышают 1,04%. Все это приближает их к щелочно-земельному граниту по Дэли, но по сравнению с ним они более лейкократовые. Содержание K₂O в обеих разностях пород резко преобладает над Na₂O. Эти породы по классификации А. Н. Заварицкого отнесены ко второму классу, третьей группе $45 > Q > 15$, $a : c > 8$ ($a = 9,16$).

Граносиенит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры отличаются от предыдущей группы пород пониженным содержанием кремнезема (62—65% против 75), повышенным содержанием фемических компонентов (4,6—8,2 против 2,8—4,0). Кроме того, они в большей степени обогащены щелочами (K₂O > Na₂O), недонасыщены глиноземом и незначительно перенасыщены полевошпатовой известью. На основании изложенного можно отметить следующее.

1. Гранитоиды ниже-среднекарбонтовой формации в отличие от нормативных пород Дэли (диориты, гранодиориты и граниты) перенасыщены фемическими компонентами, щелочами и менее насыщены кремнеземом.

2. Гранит-порфиры и граносиениты липаритовой формации соответствуют аляскиту и щелочно-земельному граниту. В то же время по сравнению с нормативными они перенасыщены кремнеземом, щелочами (во всех разновидностях K₂O резко преобладает над Na₂O) и фемическими компонентами (Ca, Mg, Fe^{II}, Fe^{III}).

Таблица 16

Усредненные значения химического состава гранитоидов юго-западных отрогов Чаткальского хребта

Формация	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	CO ₂	П.п.п.	Сумма	а	с	в	г	
Субвулканические образования диабритовой формации	анкерит по Дзели	61,96	0,99	17,07	2,35	3,33	0,09	1,38	3,41	4,67	3,80	—	0,93	—	—	—	100,0	16,00	3,6	8,2	72,2	
	II импульс	Граносиенит Бабайтагский (ср. из 5 проб)	65,00	0,40	16,23	0,67	2,89	0,12	0,6	2,8	3,5	5,3	—	0,4	0,1	1,2	—	99,21	15,7	3,7	4,6	76,0
		Чилтенский Граносиенит (ср. из 7 проб)	62,9	0,45	16,9	2,19	2,2	0,07	1,3	2,63	3,9	5,2	0,6	0,4	0,03	0,7	0,51	99,93	6,6	3,4	6,6	73,3
	Гранит по Дзели	70,18	0,39	14,47	1,57	1,78	0,12	0,88	1,99	3,48	4,11	0,84	—	0,19	—	—	100,0	13,40	2,40	5,40	78,80	
	I импульс	Гранит-порфиры (ср. из 13 проб)	72,07	0,22	13,49	0,68	1,64	0,04	0,9	1,79	3,39	5,1	0,3	0,09	0,06	0,1	0,8	100,6	15,2	1,6	4,2	78,8
		Кварцевые пор- фиры (ср. из 12 проб)	75,31	0,2	12,33	1,18	1,00	0,06	0,35	0,87	2,98	5,11	0,02	0,03	0,01	0,1	0,54	100,1	12,6	1,2	7,0	79,2
Нижне-среднекарбоневая интрузивная формация	Гранит по Дзели	70,18	0,39	14,47	1,57	1,78	0,12	0,88	1,99	3,48	4,11	0,84	—	0,19	—	—	100,0	13,40	2,40	5,40	78,80	
	Гранит, (ср. из 17 проб)	74,33	0,18	13,26	1,60	0,48	Сле- ды	0,82	1,63	3,43	3,59	0,16	—	—	—	0,55	100,65	12,2	1,8	4,3	81,3	
	Гранодиорит по Дзели	65,01	0,57	15,94	1,74	2,65	0,07	1,91	4,42	3,70	2,75	1,04	—	0,20	—	—	100,0	12,4	1,5	8,30	74,80	
	Гранодиорит (ср. из 23 проб)	65,38	0,40	14,97	2,05	3,24	Сле- ды	2,62	2,80	3,11	3,73	—	—	Сле- ды	—	1,37	99,85	12,10	3,39	10,12	74,37	
	Диорит по Дзели	58,90	0,76	16,47	2,89	4,04	0,12	3,57	6,14	3,46	2,1	1,27	—	—	—	—	100,0	10,80	5,80	14,50	58,90	
	Диорит (ср. из 22 проб)	54,82	0,44	18,47	2,95	4,32	0,07	3,51	6,82	4,18	2,6	0,75	—	—	—	—	99,78	13,56	6,28	15,33	64,80	

О ФАЦИИ ГЛУБИНОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Вопросы фаціальности гранитоидов юго-западных отрогов Чаткальского хребта на примере Бабайтагского массива разработаны Т. Н. Далимовым (1965), который на основании личных исследований и работ М. А. Усова (1952), Ю. А. Кузнецова (1953), Д. С. Коржинского (1940), Г. Д. Афанасьева (1957), Х. М. Абдуллаева (1960), И. Х. Хамрабаева (1958, 1966), В. С. Коптева-Дворникова (1960) и др. выделяет три группы критериев, позволяющих установить принадлежность пород к той или иной фации: а) геолого-структурную, б) петрографическую и в) петрохимическую. Каждая из этих групп объединяет от 6 до 10 критериев. Рассмотрим вкратце некоторые из них.

С о с т а в к а л и ш п а т о в. Состав и степень упорядоченности калишпатов зависит от условий охлаждения пород (Марфунин, 1962), причем высшая степень упорядоченности характерна для микроклинов, а низшая — для ортоклазов. Одновременно с повышением степени упорядоченности возрастает и угол $2V$; калишпаты с углом $2V$ до $50-65^\circ$ характерны для пород субвулканической фации, а с большим значением $2V$ — для малых глубин и гипабиссальных.

Калишпаты пород обоих импульсов Бабайтагского массива по значению $2V$ также распадаются на две группы: а) ортоклаз, реже санидин ($2V = -50$ до 65°), характерный для пород апикальных частей интрузива, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры и кварцевые сиенит-порфиры; б) микроклин ($2V = 80-82^\circ$) встречается в наиболее эродированных участках массивов — гранит-порфирах и граносиенитах.

К о э ф ф и ц и е н т р а с к р и с т а л л и з а ц и и, обозначенный Т. Н. Далимовым как α , характеризует отношения фенокристаллов к основной массе пород. В Бабайтагском интрузиве среднее значение α для пород апикальных фаций составляет $0,14-0,8$, а для пород малых глубин — $1,1-3,0$.

По мнению И. Х. Хамрабаева (1964), при установлении фаціальности гранитоидов одним из эффективных критериев является содержание в них связанной воды.

В Бабайтагском массиве значительное количество связанной воды (от $1,7$ до $1,8\%$) отмечается в пробах из наиболее эродированной части интрузива (среднее течение р. Каттасай и верховье Джиблансая). Наряду с этим при переходе от гранит-порфиров к фельзит- и кварцевым порфирам количество воды уменьшается до $0,4$ и $0,6\%$. Таким образом, породы Бабайтагского массива и по содержанию связанной воды также делятся на две группы: а) кварцевые порфиры и фельзит-порфиры (от $0,4$ до $0,6\%$); б) гранит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры (от $1,0$ до $1,2\%$).

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Основными породообразующими минералами пород рассматриваемых комплексов являются: плагиоклаз, калиевые полевые шпаты, кварц, биотит, амфибол и пироксен. Акцессорные: апатит, ортит, циркон, оранжит, монацит, ксенотим, фергюсонит, торит, ураноторит, рутил, анатаз, гранат, турмалин, шеелит, магнетит, ильменит, пирит, галенит и др.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

П л а г и о к л а з. Встречается во всех рассматриваемых породах, но в различных количествах (табл. 16). Его состав колеблется от альбита (№ 8—10) до битовнита (№ 60—70).

Основные разновидности его — лабрадор, лабрадор-битовнит — встречаются в более контаминированных разновидностях диоритов; в типичных диоритах, кварцевых диоритах и гранодиоритах распространены олигоклаз и олигоклаз-андезин, а в гранитах — альбит-олигоклаз и олигоклаз.

Плагиоклаз представлен идиоморфными табличками, неправильными зернами, иногда образует ксенокристы. В диоритах плагиоклаз большей частью имеет зональное строение, где внутренняя зона соответствует андезину и лабрадору (№ 60), а краевая — олигоклаз-андезину (№ 30). В гранодиоритах, гранодиорит-порфирах и гранитах плагиоклаз имеет идиоморфную форму, полисинтетическое строение и по содержанию в них анортитовой молекулы относится к ряду олигоклаз—андезин (№ 28). В гранит-порфирах фенокристы соответствует альбит-олигоклазу и олигоклазу (№ 21), а плагиоклазы основной массы — альбиту (№ 9).

Калиевые полевые шпаты отмечаются во всех разновидностях пород в виде ксеноморфных зерен, реже — табличек. Представлены крипто- и микропертитовой разновидностью с пойкилитовыми включениями бесформенных мелких зерен плагиоклаза и цветных минералов.

Среди калишпатов отмечается как нерешетчатый микроклин, так и ортоклаз. В диоритах калишпат установлен в незначительном количестве и представлен нерешетчатой разновидностью микроклина, развивается в интерстициях табличек плагиоклаза. В гранодиоритах и гранодиорит-порфирах — крипто- и микропертит прожилкового типа, нерешетчатый микроклин $\angle 2V = -88-90^\circ$, образует небольшие фенокристы (до 1 см) розового цвета.

В гранитах его содержится значительно больше, чем в предыдущих породах среднекарбовой формации. Соотношение калинатрового полевого шпата и плагиоклаза составляет 1,0:1,5 и 1,0:1,6. Он представлен несдвойникованным микроклином $2V = -84$ и ортоклазом $2V = -72^\circ$.

В гранит-порфирах (P_1-P_2) калишпаты встречаются в трех разновидностях: 1) фенокристаллы, 2) калишпаты основной массы и 3) постмагматические (Т. Н. Далимов, 1965).

Фенокристаллы интенсивно пелитизированы, по ним развиваются три вида пертитов (по С. А. Руденко): 1) замещения, обусловленные интенсивным замещением калишпатами плагиоклазов; 2) веретенообразной формы или распада, расположенный вдоль направления спайности; 3) облачные, различно ориентированные, образовавшиеся в результате перекристаллизации пертитов распада.

По результатам измерений углов оптических осей выделяются две группы калишпатов: 1) высокотемпературные ортоклазы с углом оптических осей [от -50° — до $(-)$ 63°], характерные для краевых и апикальных частей массива и 2) «низкотемпературные» микроклины с большим углом оптических осей, свойственные относительно глубоким частям интрузива.

Калиевый полевой шпат основной массы принадлежит ортоклазу, имеет ксеноморфную гипидиоморфную форму.

Последние разновидности калишпатов встречаются в пустотках пород, ассоциируют с кварцем, флюоритом и альбитом, образуют каемки вокруг фенокристаллов и представлены чаще всего микроклином.

По данным химического анализа, фенокристы калишпатов из Акчинского массива содержат (%): SiO_2 — 63,74; Al_2O_3 — 18,5; Fe_2O_3 — 0,33; MgO — 0,28; CaO — 0,76; Na_2O — 2,18; K_2O — 13,46 (обр. 488); фенокристы из бабайтагских граносиенитов: SiO_2 — 65,9, Al_2O_3 — 20,5;

Fe_2O_3 — 0,29; MgO — 0,1; MnO — 0,02; CaO — 1,60; Na_2O — 2,4; K_2O — 8,8 (обр. 2118).

Сопоставляя результаты анализов калишпатов гранитов (C_1 — C_2) и гранит-порфиоров (P_1 — P_2), мы видим, что первые более насыщены кремнеземом и щелочами.

Спектральным анализом в полевых шпатах установлены: Ti , Sc , Mn (от десятых до сотых долей процента), Pb , Zn , Cu , Mo , V и Ga (от сотых до тысячных долей процента). Иногда встречаются Ni , Co , Sr и Sg .

Кварц обнаружен в виде темно-серых, мушно-красных зерен неправильной, овальной, реже изометричной формы. В гнейсированных участках Карабулакского и Калбындыкского массивов в зонах нарушений он раскалывается и приобретает трещиноватость, заполненную гидроокислами железа. Выделяется три разновидности кварца.

Кварц первой разновидности имеет наиболее крупные зерна — от 1,0 до 1,5 см и более (в гранит-порфирах), которые врезаются в кристаллы полевых шпатов и разъедаются минералами основной массы.

Кварц второй разновидности представлен ксеноморфными зернами от 0,3 до 0,8 см, отмечается чаще всего в диоритах и гранодиоритах, заполняет промежутки между другими минералами. Эта разновидность в гранит-порфирах нередко дает закономерные сростания с калиевым полевым шпатом и образует микропегматитовую структуру.

Кварц третьей разновидности — наиболее мелкозернистый — до 0,5 мм и меньше — чаще всего слагает основную массу гранит-порфиоров и кварцевых порфиоров, замещает все породообразующие минералы и носит вторичный характер. Кроме того, иногда он в кварцевых порфирах совместно с тридимитом и кристобалитом дает линзовидные фьямме.

Спектральным анализом в кварцах обнаружены Ba , Sr (десятые и соты доли процента), V , Pb (сотые и тысячные доли процента).

Биотит отмечается главным образом в гранитоидах ниже-среднекарбоновой формации, а в пермской встречаются единичные и сильно хлоритизированные зерна. Обнаружены две разновидности биотита: прямоугольные листочки размером от 0,3 до 0,8 мм и мелкочешуйчатые агрегаты до 0,3 мм.

В диоритах и гранодиоритах наиболее крупные разновидности его обладают резким плеохроизмом — от светло-желтого до темно-коричневого цвета, угол $2V$ колеблется от 8 до 12°, а биотиты гранитов и чилтенских сиенитов имеют желтовато-бурый цвет (по Ng) до соломенно-желтого (по Np) $\angle 2V \geq 8^\circ$. Мелкочешуйчатый агрегат почти бесцветный, а по Ng имеет светло-зеленоватую окраску. Показатель преломления биотитов в гранодиоритах Акчинского массива составляет по Ng $1,6635 + 0,0035$, а Башкызылсайского $1,6304$.

По химизму биотиты относятся к истонит-сидерофиллитовой серии с преобладанием сидерофиллита (лепидомеланы, по А. Е. Трегеру, 1958). Биотиты из описываемых гранитоидов характеризуются высокой температурой кристаллизации, порядка 750—650°, редко до 850—800°. В мезоабиссальных гранитоидах юго-западных отрогов Чаткальского хребта, по сравнению с таковыми Западного Узбекистана и южной части Гиссарского хребта, общая железистость биотита (в парагенезисе с амфиболом) резко занижена вследствие присутствия значительного количества магнетита в породах (1,4—4,4%). В связи с обратной корреляцией между железистостью и магнезиальностью слюд, биотиты Юго-Западного Чаткала настолько же обогащены магнием, насколько обеднены железом (И. Х. Хамбараев, 1969).

Отличительной особенностью биотитов пород рассматриваемых интрузивов является их обычная ассоциация с аксессуарными минералами — магнетитом, сфеном, ортитом, цирконом и т. п. Спектральные анали-

зы биотита показали наличие в нем следующих элементов-примесей: Р, Ti, Mn и V (около одного и десятых долей процента); Sr, Zr и Zr (десятые и сотые доли процента), Ni, Co, Pb, Ca и Ce (сотые и тысячные доли процента).

Амфиболы встречаются в диоритах и гранодиоритах среднекарбонového комплекса. Установлены две разновидности амфибола: обыкновенная роговая обманка и актинолит. Первая образует чаще всего крупные (призматические) зерна — до 4 мм, реже — корродированные

Таблица 17

Результаты химических анализов амфиболов, %

Окислы	Акчинский диорит	Акчинский гранодиорит	Шавасский гранодиорит	Карабауский гранодиорит	По И. X. Хамрабаеву, 1958
	473	465	44	2107	
SiO ₂	41,4	42,1	44,3	40,9	40,3
TiO ₂	1,04	1,29	1,04	1,1	0,00
Al ₂ O ₃	5,5	8,61	10,42	7,3	9,45
Fe ₂ O ₃	8,42	3,2	2,9	3,4	0,00
FeO	11,58	12,24	12,5	11,6	13,9
MnO	0,56	0,5	0,3	0,4	0,00
MgO	12,09	12,8	12,56	10,6	6,4
CaO	15,7	16,0	12,51	14,8	11,00
Na ₂ O	0,66	1,03	0,9	0,71	2,00
K ₂ O	0,63	0,87	0,8	0,76	1,3
H ₂ O(±)	2,37	1,39	1,20	2,3	
P ₂ O ₅	—	—	0,06	—	
П.п.п.	—	—	0,44	0,54	
Сумма	99,98	100,05	100,1	99,2	
Железистость	62,30	65,50	61,0	58,6	68,47
Магнезиальность	37,7	32,87	39,0	41,4	31,53
Титанистость	3,09	2,67	3,10	4,21	0
Щелочность	2,35	1,04	1,35	2,02	3,49

таблички, а второй развивается по пироксену в виде мелких агрегатов, иногда сноповидной формы.

Амфиболы диоритов представлены обыкновенной роговой обманкой: $c: Ng$ — от 4,0 — до 5,2°; $\angle 2V = (-55^\circ \text{ до } 80^\circ)$, $Ng > Nm \geq Np$.

В Карабауском и Башкызылсайском массивах амфибол встречается в приконтактных частях интрузивов, а по количеству преобладает над биотитом и соответствует обыкновенной роговой обманке: $c: Ng = 12-20^\circ$, $Ng - Np = 0,026-0,028$; $\angle 2V = -53-56^\circ$.

Актинолит развивается по пироксену, реже в составе пироксено-амфиболовых диоритов Шавасского массива, в виде волокнистых (сноповидных) агрегатов. Характеризуется слабым плеохроизмом (по Ng

бледно-зеленый, по Np почти бесцветный) и следующими константами: $Ng > Nm = Np$, $c : Ng = 10-16^\circ$, $\angle 2V = -80-82^\circ$.

Амфиболы рассматриваемых гранитоидов почти ничем не отличаются между собой, но при сравнении с амфиболами Западного Узбекистана в них отмечается повышенное содержание TiO_2 , MnO , MgO , CaO и пониженное — щелочей (табл. 17).

В результате спектрального анализа в амфиболах Акчинского массива установлены Ti, Mn и P (в десятых долях процента); Sr, Pb и Zn (в сотых); Ni, Co и Be (в сотых и тысячных).

Необходимо отметить ассоциацию амфибола с аксессуориями: магнетитом, ильменитом, сфеном и т. п.

Пироксены в диоритах Акчинского массива образуют зерна размером от 5 до 10 мм в поперечнике и представлены моноклинной разностью авгита с углом $2V = +55^\circ$. При этом он в разной степени амфиболлизирован, вследствие чего имеет мелкопятнистый облик.

АВТОМЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Из числа автометасоматических процессов в гранитоидах обоих комплексов отмечаются: альбитизация, калишпатизация (микроклинизация), хлоритизация и частично серицитизация и мусковитизация.

Альбитизация установлена во всех изучаемых массивах. Так, в гранитах и гранодиоритах она выражена в почти полном замещении плагиоклаза (№ 20—26) альбитом (№ 6—10), в гранит-порфирах, кроме того, наблюдается процесс мирмикитизации в более основных породах — диоритах и реже гранодиоритах, а также пертитизация микроклина и частичное замещение олигоклаза или андезина альбитом. Иногда отдельные порфиновые выделения плагиоклаза в гранодиорит-порфирах (Восточно-Шавасский массив) почти полностью замещаются альбитом.

Результаты исследований Т. Н. Далимова (1965) показали, что в Чилтенских кварцевых сиснит-порфирах вслед за альбитизацией интенсивно развивается калишпатизация, микроклинизация, так как альбитизированные зерна калишпата по краям замещаются волокнистым или радиально-лучистым агрегатом калишпата. Принадлежность подобных каемок к калишпату Т. Н. Далимов устанавливает по показателю преломления на стыке с кварцем и по продуктам вторичного изменения (пелитизация).

Хлоритизация проявляется главным образом в диоритах, гранодиоритах, реже в чилтенских сенинтах. Она развивается в основном по биотиту. В этих случаях зерна биотитов видоизменяются. В них появляются полоски светло-зеленого хлорита (возможно пеннин) и листочки мусковита и серицита, а по спайности выделяются зерна магнетита и сфена. Окраска по Ng и Nm (Np) несколько светлеет.

Подобные явления наиболее часто наблюдаются в биотито-амфиболовых диоритах и гранодиоритах Акчинского, Шавасского и Карабашского массивов.

Серицитизация сопровождается процессом хлоритизации и изредка накладывается на альбитизацию. Серицитизация активно развивается по порфировым выделениям плагиоклаза и, как правило, более интенсивна в центральных (основных) и менее в краевых частях фенокристаллов. Изредка в гранит-порфирах Бабайтагского интрузива встречается слабо серицитизированный калишпат.

Процесс мусковитизации сильно развит в гранодиоритах Карабауского массива и несзначительно в Башкызылсайском и Акча-Шавасском массивах. Микроскопическое изучение мусковита показывает, что он имеет явно постмагматический генезис, так как процесс мусковитиза-

Химический состав и светопреломление биотитов
из гранитоидов юго-западных отрогов Чаткальского хребта

Окислы	Массив					
	Акчинский		Шавасский	Акча— Шавасский	Башкызыл- сайский	Карабауский
	479	472	356	379	2107	2072
SiO ₂	32,4	37,02	35,92	36,12	30,04	32,6
TiO ₂	3,25	2,66	2,31	1,46	1,30	2,01
Al ₂ O ₃	20,5	20,04	16,5	20,14	20,01	19,6
Fe ₂ O ₃	2,9	2,33	2,02	1,22	3,10	3,4
FeO	15,3	15,20	17,6	18,0	18,9	18,4
MnO	0,37	0,3	0,25	0,3	0,61	0,7
MgO	12,24	11,28	10,68	9,66	10,3	10,9
CaO	3,1	1,8	5,2	1,9	3,4	2,6
Na ₂ O	0,08	0,13	0,13	0,93	0,28	0,17
K ₂ O	6,20	6,69	6,33	6,39	7,61	5,3
H ₂ O ⁺	2,27	2,11	2,64	3,67	3,8	3,2
P ₂ O ₅	0,45	0,30	0,00	0,09	0,5	0,57
П. п. п.	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,06	99,92	99,56	99,78	99,75	99,45
Общая железис- тость	67,60	66,30	66,90	28,40	73,70	67,90
Ng	1,645	1,640	1,645	—	1,6304	—
Магнези- альность	32,38	33,59	29,84	78,18	27,60	32,10
Титанист- тость	7,35	7,21	5,72	5,81	3,14	6,36
Щелоч- ность	0,92	5,65	5,35	5,40	2,68	2,80
Пр. 479.	$(K_{0,41}Ca_{0,26}Na_{0,02})_{0,69}(Mg_{1,44}Fe_{1,01}^{2+}Al_{0,43}Ti_{0,2}Fe_{0,17}^{3+}Mn_{0,02})_{2,84}[(Si_{2,55}Al_{1,45})_4O_{10}](OH)_2$					
Пр. 472.	$(K_{0,64}Ca_{0,14}Na_{0,02})_{0,8}(Fe_{0,95}^{2+}Mg_{1,26}Al_{0,55}Ti_{0,15}Fe_{0,17}^{3+}Mn_{0,02})_{3,06}[(Si_{2,79}Al_{1,21})_4O_{10}](OH_{1,06}O_{0,94})_2$					
Пр. 356.	$(K_{0,63}Ca_{0,43}Na_{0,02})_{1,08}(Mg_{1,23}Fe_{1,13}^{2+}Al_{0,24}Ti_{0,13}Fe_{0,11}^{3+}Mn_{0,02})_{2,86}[(Si_{2,75}Al_{1,25})_4O_{10}](OH_{1,36}O_{0,64})_2$					
Пр. 379.	$(K_{0,61}Ca_{0,15}Na_{0,03})_{0,79}(Fe_{1,13}^{2+}Mg_{1,08}Al_{0,48}Ti_{0,12}Fe_{0,06}^{3+}Mn_{0,02})_{2,89}[(Si_{2,70}Al_{1,30})_4O_{10}](OH_{1,82}O_{0,18})_2$					
Пр. 2107.	$(K_{0,45}Ca_{0,27}Na_{0,05})_{0,77}(Mg_{1,14}Fe_{1,02}^{2+}Fe_{0,29}^{3+}Ti_{0,07}Mn_{0,04})_{2,5}[(Si_{2,2}Al_{1,8})_4O_{10}](OH)_2 \cdot 1,3H_2O$					
Пр. 2072.	$(K_{0,44}Ca_{0,2}Na_{0,02})_{0,66}(Fe_{1,1}^{2+}Mg_{1,22}Al_{0,35}Fe_{0,19}^{3+}Ti_{0,12}Mn_{0,04})_{3,02}[(Si_{2,55}Al_{1,45})_4O_{10}](OH)_2$					

ции более интенсивно развит в зонах разрывных нарушений и незначительно — в апикальных частях интрузивов.

В гранодиоритах Карабауского массива мусковит развивается, видимо, метасоматическим путем по биотиту и полевым шпатам. Проявляется это в выцветании биотита и в непосредственном замещении чешуйками бесцветного мусковита, листочков биотита, полевых шпатов и реже амфибола. Представлен мусковит мелкочешуйчатыми и листоватыми выделениями, окраска — от бесцветной до желтой, $\angle 2V = 46-52^\circ$. В процессе образования мусковита по биотиту вокруг него, как правило, выделяется небольшое количество гидроокислов железа.

В результате химического анализа в мусковите (сериците) Карабауского массива установлены следующие компоненты (%): $\text{SiO}_2-48,1$; $\text{TiO}_2-0,02$; $\text{Al}_2\text{O}_3-30,3$; $\text{Fe}_2\text{O}_3-1,36$; $\text{FeO}-0,50$; $\text{MnO}-0,05$; $\text{MgO}-1,75$; $\text{CaO}-0,98$; $\text{Na}_2\text{O}-0,15$; $\text{K}_2\text{O}-10,3$; $\text{CO}_2-1,30$; $\text{P}_2\text{O}_5-0,97$; $\text{H}_2\text{O} \pm 4,5$; $\Sigma-100,2$.

Сопоставление приведенных данных с результатами анализа биотита из этого же массива (табл. 18) показывает, что образование мусковита по биотиту сопровождается увеличением количества SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O и резким уменьшением TiO_2 , F_2O_3 , FeO , Na_2O и MgO .

Результаты петрографического изучения гранодиоритов позволяют установить следующее.

1. Для гранитоидов (C_1-C_2) характерны плагиоклазы более основного состава от битовнита до олигоклаза, а для гранит-порфиров (P_1-P_2) — кислого состава — альбит-альбит-олигоклаз.

2. Калишпаты в основном свойственны для гранит-порфиров, причем они более насыщены кремнеземом (67,9% против 63,7%) и щелочами (17,0% против 15,3% в сумме) и в то же время в них меньше глинозема и извести.

3. Биотиты гранодиоритов (C_1-C_2) по сравнению с биотитами чилтенских кварцевых сиенит-порфиров (P_1-P_2) обладают относительно высоким показателем преломления ($\text{Ng}-1,655$ против 1,630), однако в них меньше Fe^{++} , Fe^{+++} , Mg и Ca .

4. Породообразующие минералы интрузивов ниже-среднекарбонных формаций характеризуются повышенным содержанием Ti , V , Sc , Cu и Ba , а гранит-порфиров (P_1-P_2) — Pb , Mo , Be , Nb и F .

5. В ниже-среднекарбонных гранитоидах интенсивно развиты процессы альбитизации, хлоритизации и мусковитизации (серицитизация), а в гранит-порфирах (P_1-P_2) — альбитизация и калишпатизация.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Апатит — характерный минерал для рассматриваемых пород — встречается в двух генерациях: ранне- и позднемагматической. Апатит I генерации во всех разностях пород имеет удлиненно-призматическую форму, длина от 0,3 до 0,6 мм и более (рис. 8, I а, г). В шлифе он встречается в виде включений в породообразующих минералах (плагиоклаз, калишпат) и чаще располагается по спайности амфиболов. Апатит II генерации — крупные, короткостолбчатые зерна (рис. 8, I а, б) встречается преимущественно в породах среднего состава (диориты, гранодиориты). Иногда среди них попадаются наиболее крупные (до 1 мм в длину и 0,4 мм в ширину) зерна апатита. Под микроскопом чаще всего представлен бесформенными агрегатами и концентрируется вблизи биотита совместно с магнетитом и сфеном или приурочен к основной массе и интерстициям плагиоклаза, кварца и т. п.

Наблюдаются отличия и в форме кристаллов. Среди апатитов I генерации чаще всего встречаются тонкопризматические (игольчатые) крис-

таллы с гранями (1010), (1010). Апатиты II генерации представлены более крупными кристаллами с гранями (1120). В целом апатиты бесцветные, слабо зеленоватые или голубоватые, прозрачные, блеск на гранях кристаллов матовый. Показатели преломления апатитов из грано-

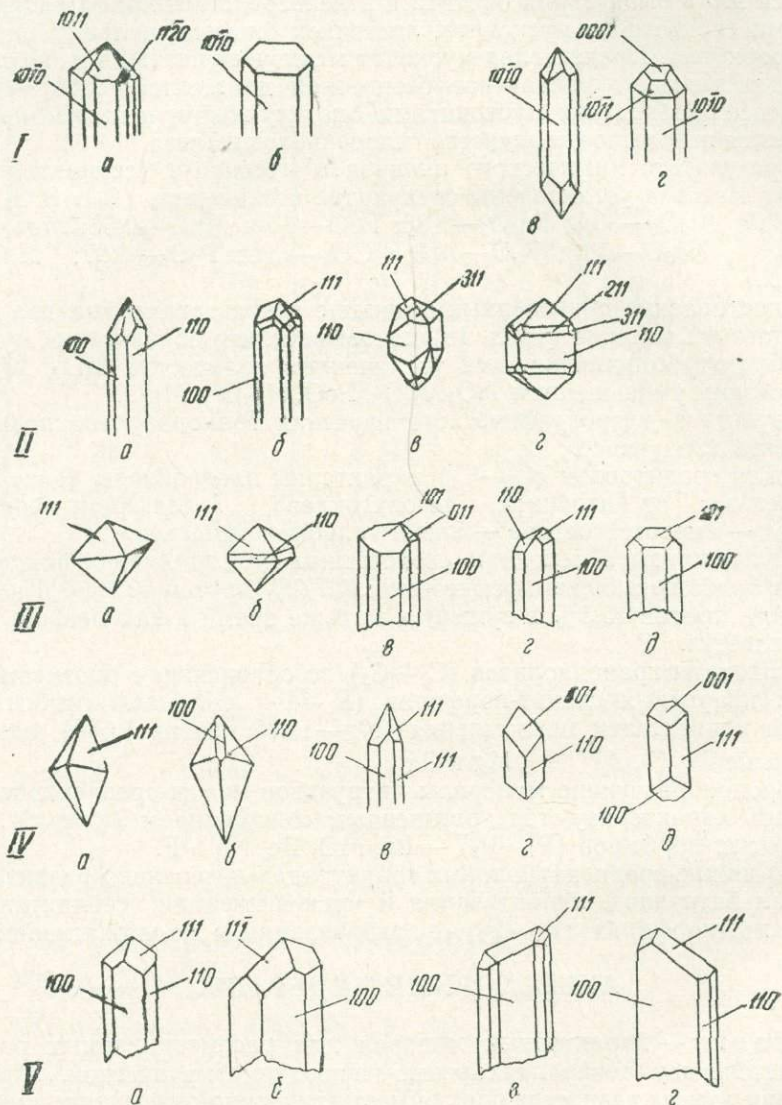


Рис. 8. Наиболее часто встречающиеся кристаллографические формы:

I—апатит (а, б—кристаллы второй генерации, в, г—первой); II—циркона, гранитоидов (а, б—кристаллы первой генерации, в, г—второй); III—ксенотима (а, б) и монацита (в, г, д) в гранитоидах Бабайтагского массива; IV—сфена; (а, б—характерны для пород Р—Т₁ комплекса, г, д—для пород С₂ комплекса); V—ортита (а, б—для пород С₁—С₂ комплекса, в, г—Р—Т₁ комплекса).

диоритов Шавас-Беляутинского массива по $N_g = 1,644 \pm 0,001$; $N_p = 1,640 \pm 0,001$; $N_g - N_p = 0,004$; Бабайтагского — $N_g = 1,640 \pm 0,001$; $N_p = 1,635 \pm 0,001$; $N_g - N_p = 0,005$.

Наиболее высокое содержание апатита установлено в гранитоидах нижне-среднекарбовой формации. По фазам он распределяется сле-

дующим образом: в диоритах 145,0 г/т, в гранодиоритах — 110,0, в гранитах — 20,0 (табл. 19).

Относительно высокое содержание апатита (до 450 г/т), в основном II генерации, отмечается в пробах из приконтактовых частей массивов.

Характерные элементы-примеси — Ti, Ce, La, Y, Yb, Nd (рис. 9). Апатиты гранодиоритов Акчинского массива содержат (%): 0,3 La; 0,1 Ce; 0,05 Nd; плагногранитов Башкызылсая — 0,1 La; 0,2 Ce; 0,1 Nd; гранит-порфиров Бабайтага — 0,5 La; 1,0 Ce; 0,3 Nd; 0,1 Sm и 0,05 Y.

Выделяется ранне- и позднемагматический циркон.

Раннемагматический циркон — розовые призматические кристаллы с гранями (110), (100), (111) при постоянно широком развитии граней (110 и 100) (рис. 8, II а, б).

Для позднемагматического циркона характерны формы с хорошо развитыми гранями (111), (131) и (311) и т. п. Иногда среди них встречаются очень сложные типично яйцевидные формы (рис. 8, II в, г). Раз-

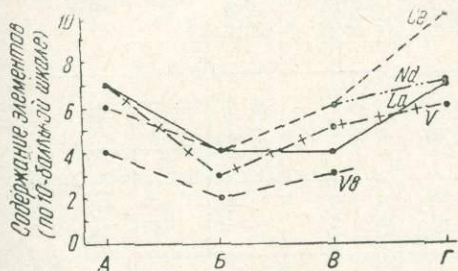


Рис. 9. Распределение Ce, La, Nd, Y и Yb в апатитах.

А — из диоритов С₂; Б — из гранодиоритов С₂; В — из гранитов С₂; Г — из гранит-порфиров Р₁—Р₂.

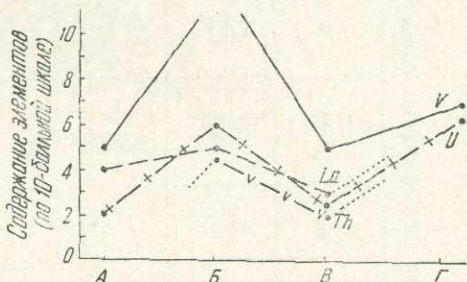


Рис. 10. Распределение Y, La, U, Th в цирконах.

А — из диоритов С₂; Б — из гранодиоритов С₂; В — из гранитов С₂; Г — из гранит-порфиров Р₁—Р₂.

меры кристаллов I генерации от 3 до 6 мм и более, а II — от 1 до 4 мм.

В шлифах подавляющая часть циркона бесцветна, преломление и двупреломление обычные и чаще всего циркон (особенно II генерации) отмечается вблизи биотитов, реже — амфиболов и пироксенов. Плеохроичные дворники вокруг цирконов обеих генераций гранитоидов (С₁—С₂) выражены очень слабо, а цирконы гранит-порфиров и граносиенитов (Р₁—Р₂) имеют довольно хорошо выраженные плеохроичные дворники.

Показатели преломления: по Ng—1,957±0,003; Np—1,922±0,004; Ng—Np=0,035.

В нижне-среднекарбовой формации относительно малое содержание циркона установлено в диоритах (до 100 г/т), а высокое — в гранодиоритах и гранитах (до 225 г/т); в пермском наиболее циркононосными являются гранит-порфиры (до 190 г/т).

Установлены две разновидности цирконов: наэгит, циртолит.

Наэгит впервые в гранитоидах Чаткало-Кураминских гор обнаружен О. П. Елисеевой (1957). Нами установлен в гранит-порфирах (до 24,5 г/т) и граносиенитах (7,3 г/т).

В шлифах он почти не отличается от цирконов, а в шлихах имеет идеальные формы — тетрагональные дипирамиды в комбинации с ромбоэдром и тетрагональной призмой. Цвет слегка сероватый, блеск алмазный, иногда жирный, твердость около 7. Удельный вес — 4,67.

Циртолит, как и наэгит, присутствует в гранитоидах (Р₁—Р₂) формации. П. С. Козлова (1960) отмечает его широкое распространение в пермских гранит-порфирах. Он представлен кристаллами бипирами-

Усредненные содержания аксессуарных минералов в гранитоидах юго-западных отрогов Чаткальского хребта, г/т

Формация	Массив	Порода	Магнетит, кг/т	Гематит	Гранат темный (андролит)	Ильменит	Гранат светлый (гроссуляр)	Ксенотим	Монацит	Ортит	Сфен	Турмалин	Апатит	Галенит	Анатаз	Сфалерит
Габбро-диорит-гранодиорит-гранитов (C ₁ — C ₂)	Акчинский	Диориты (8)	19,8	1,5	250,0	13,0	100,3	Ед. зн.	0,5	20,0	225,3	—	146,0	?	0,1	0,5
		Гранодиориты (10)	13,2	0,5	116,0	6,1	8,0	—	0,5	50,0	121,2	0,1	110,0	2,94	0,3	0,3
		Граниты (14)	2,01	0,1	0,4	33,1	10,0	—	9,5	7,0	17,0	12,4	4,6	20,1	16,0	Ед. зн.
	Шавас-Беллутинский	Диориты (6)	22,1	3,4	96,0	3,4	3,2	—	—	25,4	109	Ед. зн.	96,3	Ед. зн.	—	Ед. зн.
		Гранодиориты (5)	14,3	0,3	100,9	Ед. зн.	—	Час. зн.	3,8	32,0	130,4	—	160,0	Ч. зн.	Ед. зн.	—
		Граниты (5)	1,1	—	Ч. зн.	8,7	3,6	Ед. зн.	Ч. зн.	19,0	Ч. зн.	3,4	20,0	—	—	—
	Карабашский	Диориты (3)	15,0	Ч. зн.	240,0	Ч. зн.	10,0	—	—	23,1	210,0	—	220,0	—	—	—
		Гранодиориты (5)	11,7	—	—	0,7	—	Ед. зн.	—	—	112,3	—	165,0	Ед. зн.	—	—
Башкызылсайский	Гранодиориты (3)	14,3	0,9	143,4	32,4	29,6	—	—	24,3	143,4	—	64,6	1,6	0,9	22,0	
	Граниты (5)	6,5	0,3	—	15,4	—	1,6	—	14,3	Ед. зн.	—	16,7	10,7	22,4	—	
Акча-Шавасский	Гранодиориты (5)	0,96	—	102,4	—	0,3	—	—	46,0	124,6	Ед. зн.	210,0	0,9	0,2	3,4	
	Граниты (11)	1,82	—	—	55,0	0,5	—	10,3	—	Ед. зн.	3,4	50,9	—	Ед. зн.	Ед. зн.	
Карабауский	Гранодиориты (9)	12,7	Ч. зн.	—	2,6	Ч. зн.	—	—	30,9	116,5	—	22,0	—	—	—	
	Граниты (7)	0,7	—	0,9	27,4	2,1	2,7	7,0	Ед. зн.	0,9	24,0	8,0	—	Ед. зн.	—	
Кальбандыкский	Гранодиориты (3)	11,1	Ед. зн.	131,0	—	1,3	—	—	12,2	83,9	Ед. зн.	193,0	0,7	0,1	—	
	Граниты (5)	2,2	—	0,1	20,0	3,1	9,0	3,0	Ед. зн.	3,6	6,1	14,0	13,0	0,4	—	
Кумушканский	Граносиениты (6)	1,3	Ч. зн.	—	21,0	37,1	0,9	31,2	Ч. зн.	3,6	—	19,7	Ед. зн.	—	2,31	

Гранит-порфиры липаритовой формации (P₁—P₂)

Бабайтагский

III импульс	Туфы кварцевых порфиров (1)	—	—	—	—	—	Ч. зн.	12,5	—	—	—	7,6	—	—	—
II импульс	Кварцевые сиенит-порфиры (4)	0,62	—	2,4	21,2	4,2	Ч. зн.	49,3	—	Ч. зн.	—	39,3	—	Ч. зн.	—
	Граносиенит-порфиры (7)	0,22	—	—	7,5	—	20,0	Ч. зн.	20,1	13,0	—	98,1	300	—	—
I импульс	Кварцевые порфиры (8)	0,52	—	15,6	14,2	2,47	1,64	19,5	15,0	14,6	Ед. зн.	110,7	140	—	0,3
	Гранит-порфиры (10)	0,66	—	3,2	13,2	3,4	20,2	14,5	25,0	6,9	3,8	76,7	120,2	Ч. зн.	Ч. зн.

Формация	Массив	Порода	Халькопирит	Флосорит	Шеелит	Молибденит	Рутил	Пирит	Базовисмутит	Циркон	Наэгит	Цирколит	Оранжеит	Торит	Ураноторит	Фергюсонит
Габбро-диорит-гранодиорит-гранитов (C ₁ - C ₂)	Акчинский	Диориты (8)	1,3	—	0,1	Ед. зн.	Ед. зн.	226,0	—	75,0	—	—	0,1	—	—	?
		Гранодиориты (10)	3,5	—	Ед. зн.	"	0,4	117,5	—	79,0	Ед. зн.	—	0,2	—	—	—
		Граниты (14)	11,5	4,0	—	"	5,0	10,1	Ед. зн.	105,0	—	—	2,0	—	—	—
	Шавас-Беляутинский	Диориты (6)	—	—	Ед. зн.	"	—	202,4	—	46,5	—	—	—	—	—	—
		Гранодиориты (5) Граниты (5)	16,9 11,3	—	"	—	0,6 10,0	102,0 16,1	Ед. зн.	139,6 114,0	0,4	—	0,9	—	—	—
	Карабашский	Диориты (3)	—	—	—	—	—	209,1	—	130,0	—	—	4,0	—	—	—
		Гранодиориты (5)	4,0	—	—	—	—	Ед. зн.	—	205,0	0,7	—	0,2	—	—	—
	Башкызылсайский	Гранодиориты (3)	—	—	Ед. зн.	—	—	119,5	—	42,0	—	—	Ед. зн.	—	—	—
Граниты (6)		—	0,9	—	—	0,9	—	Ч. зн.	140,0	—	—	—	—	—	—	
Акча-Шабасский	Гранодиориты (5)	"	—	0,1	—	—	—	—	104,0	Ед. зн.	—	—	—	—	—	
	Граниты (11)	—	1,4	—	—	1,9	8,0	—	122,0	0,1	—	—	—	—	—	
Карабауский	Гранодиориты (9)	—	—	—	Ед. зн.	—	114,0	—	24,0	—	—	—	—	—	—	
	Граниты (7)	Ед. зн.	13,0	0,3	—	16,0	—	—	119,0	—	—	—	—	—	—	
Кальбандыкский	Гранодиориты (9)	—	—	—	—	2,4	102,5	—	175,0	—	—	—	—	—	—	
	Граниты (5)	10,4	3,1	—	Ед. зн.	6,1	12,4	—	125,0	—	—	—	—	—	—	
Кумышканский	Граносиениты (6)	10,1	4,3	—	—	—	—	—	96,0	0,3	—	0,7	—	—	—	

Гранит-порфиры липаритовой формации (P ₁ -P ₂)	Байтагский	III импульс	Туфы кварцевых порфиров (1)	0,35	26,8	—	—	1,4	Ед. зн.	—	9,3	—	1,2	—	Ч. зн.	4,3	Ч. зн.
		II импульс	Кварцевые сиенит-порфиры (4)	40,0	65,4	—	—	12,4	—	—	84,2	7,3	—	Ед. зн.	—	Ч. зн.	—
		Граносиенит-порфиры (7)	13,0	Ч. зн.	Ч. зн.	—	1,2	7,68	—	113,2	—	0,9	2,4	—	0,4	Ед. зн.	
		I импульс	Кварцевые порфиры (8)	90,5	24,5	"	—	5,6	60,9	—	170,0	—	14,3	0,6	0,4	1,0	2,0
Гранит-порфиры (10)	—	19,1	"	—	0,9	9,0	—	19,0	24,5	17,9	0,1	0,1	0,9	8,0			

Примечание. Ч. зн.—частные знаки, ед. зн.—единичный знак; в скобках указано количество проб-протолочек.

* По данным И. Е. Сморчкова.

дально-призматического габитуса. Размеры — до 0,3 мм, цвет — бурый, реже красно-бурый, блеск жирный, излом раковистый.

В шлихах встречается вблизи биотита, а также в виде включений в нем. От циркона отличается меньшими размерами. Кроме того, вокруг него интенсивно развиваются плеохроитные дворики. Относительно высокое содержание циртолита (до 17,9 г/т) установлено в гранит-порфирах и кварцевых порфирах (14 г/т), незначительное (до 1 г/т) — в граносиенитах.

Таблица 20
Результаты химического анализа цирконов, %

Циркон	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ⁺ Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO
Из гранодиоритов С ₂ (Акчинский массив)	31,44	—	0,14	0,34	Сл.	0,31	1,12
Из гранит-порфиров Р ₁ —Р ₂ (Бабайтагский)	30,2	0,1	0,53	1,7	0,0	0,2	1,66
Из аляскитов Р ₂ , по И. Е. Сморчкову (Чаркасарский)	28,8	0,1	2,06	5,2	Сл.	0,14	0,7

Циркон	ZrO ₂	P ₂ O ₅	ΣTR	U ₃ O ₈	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	П.п.п.	Σ
Из гранодиоритов С ₂ (Акчинский массив)	65,4	0,62	0,35	—	—	—	0,56	100,2
Из гранит-порфиров Р ₁ —Р ₂ (Бабайтагский)	63,8	0,85	0,4	0,3	—	—	0,66	100,4
Из аляскитов Р ₂ , по И. Е. Сморчкову (Чаркасарский)	58,46	0,60	1,66*	0,33	0,34	0,05	2,03	100,46

* Экстракт: La—0,02; Ce—0,03; Nd—0,03; Gd—0,17; Dy—0,68; Yb—0,34; Sm—0,34.

В цирконах обеих формаций встречаются следующие элементы-примеси: Mn, Sr, Ti, Cu, Sc, Be (сотые и тысячные доли процента); в цирконах гранодиоритов Ce — 0,2%, La — 0,1% и Y — 0,05%, а гранит-порфиров и граносиенитов — Ce — 1,0, La — 0,3%, Rf — 0,1, Sm — 0,2 и Dy — 0,5 (рис. 10). В циртолите в большом количестве установлены U и Th, в наэгите Nb — до 2,0%.

Наибольший интерес представляют данные химического анализа этих минералов (табл. 20).

Ксенотим встречается совместно с монацитом в виде дипирамидальных кристаллов (рис. 8, III а, б) с хорошо развитыми гранями {111}, менее развитыми {110}, а также имеет различные неправильные и удлиненные формы от 0,1 до 0,4 мм. Цвет медово-желтый, реже оранжевый. Под микроскопом в биотитах гранитов Акчинского массива, встречается минерал дипирамидальной формы, который по оптическим свойствам ближе подходит к ксенотиму.

Относительно высокое содержание (от 6,9 до 10 г/т) ксенотима отмечается в гранитах (С₁—С₂). В альбитизированных разностях гранитов Акчинского массива (проба 477) он установлен в количестве до 75,0 г/т. В гранитоидах (Р—Р₂) содержатся единичные знаки ксенотима, и лишь в отдельных пробах — до 1,5 г/т.

Монацит установлен в основном в шлихах Бабайтагского массива. Зерна его размером от 0,1 до 0,4 мм обладают различными формами. Наиболее часто встречающиеся кристаллы имеют хорошо развитые грани (101), (100) и (110), в отдельных случаях отмечаются и грани (011), (111) (рис. 8, III в, г, д).

В шлихах он установлен условно, так как принятый за монацит минерал представлен метамиктной разностью, почти изотропный и чаще всего ассоциирует с цирконом. Не исключено, что он является метамиктной разностью циркона. В пробах из ниже-среднекарбонатных гранитов монацит встречается гораздо чаще, чем ксенотим. Относительно высокое количество его установлено в гранит-порфирах (P—P₂) от 12,5 до 49 г/т, а в гранитах ниже-среднекарбонатного комплекса содержится от частного знака до 10 г/т.

В монаците гранодиоритов среднекарбонатного комплекса установлен Th в сотых и десятых долях процента, а в ксенотиме — Yb и частично Th.

Монацит из гранит-порфиров и граносиенитов содержит редкие земли (%): La—6—8%, Ce—15—18, Pr—2—3, Nd—6—8, Sm—0,5—1, и Dy—0,00—0,1%. По данным И. Е. Сморгкова (1957), полный химический состав монацита из аляскистов (P₁—P₂) характеризуется следующими компонентами (%): MgO—0,20; CaO—0,2; MnO—сл.; Fe₂O₃+FeO—0,95; Al₂O₃—0,5; Ce₂O₃—21,9; (La)₂O₃—35,46; (Y)₂O₃—3,96; SiO₂—2,06; ThO₂—8,19; U₃O₈—0,00; P₂O₅—26,26; H₂O±—0,48; TiO₂—сл.; ZrO₂—0,12.

Сфен относится к позднемагматическим аксессуариям. Наиболее характерен для пород нижнекарбонатной формации.

В шлихах встречается в виде отдельных зерен и тонких каемок вокруг магнетита и ильменита (?), в шлихах имеет различные формы и размеры. По форме зерен можно выделить две разновидности сфена: а) конвертообразный и б) копьевидный. Первый характерен для пород ранних фаз интрузии, а второй — поздних. Наряду с этим в незначительном количестве встречаются и другие кристаллографические формы сфена (рис. 8, IV). Размеры зерен его в диоритах и гранодиоритах составляют от 0,3 до 0,9 мм и более, а в гранитах и гранит-порфирах не превышают 0,3 мм. Цвет буровато-желтый, золотисто-желтый, реже красный, блеск смолистый, излом неправильный.

Относительно высокое содержание его установлено в гранитоидах (C₁—C₂): в диоритах — 225 г/т, в гранодиоритах — 125,0. Для гранитов и гранит-порфиров он почти не характерен и встречается в количестве от ед. знаков до 20,0 г/т.

В сфенах установлены следующие элементы-примеси: P, Sr, В, Mn, V, Sn, Ta, Nb, Zr, Th (рис. 11). Для сфена обоих комплексов характерны также редкие земли, но в различных количествах. Так, сфены из гранодиоритов содержат (%): La—0,3; Ce—0,7; Pr—0,2; Nd—0,3; а из гранит-порфиров La—0,6; Ce—1,75; Pr—0,25; Nd—0,65; Sm—0,05; Gd—0,05; Dy—0,1.

Ортит относится к позднемагматическим аксессуариям, имеет различную форму: в диоритах встречаются довольно плоские, тонко- и толстостолбчатые кристаллы с хорошо развитой гранью (100), а для гранит-порфиров характерен ортит неправильной формы (рис. 8, V а, б). Размеры зерен от 0,8 до 1,4 мм. Цвет черный, темно-бурый, реже зеленовато-бурый; непрозрачный, но с краев просвечивается бутылочно-зеленым цветом, с хорошо выраженной зональностью. Излом раковистый, блеск смолистый. Показатели преломления ортитов из гранит-порфиров: по Ng — от 1,740 до 1,805±0,002; по Np — от 1,712 до 1,783±0,003; Ng—Np — от 0,022 до 0,028.

Высокая концентрация ортита присуща гранитоидам ниже-среднего карбона; в диоритах установлено от 16 до 25,0 г/т, в гранодиоритах — от 24,3 до 56,0, в гранитах — от единичных знаков до 17,0 г/т. Из субвулканических образований ортитоносными являются граносиениты (до 10 г/т), реже гранит-порфиры (до 5,0 г/т).

Ортиты обеих формаций относятся к цериевой разности, но с большим содержанием La. Так, ортиты из гранодиоритов Акча- и Шавас-Беляугинского массивов содержат (%): La — 8,0; Ce — 10,0; Pr — 2,0; Nd — 5,0; Sm — 0,25; Lu — до 5,0, а из гранитов Башкызылская и Карабау — La — 5,0; Ce — 10,6; Pr — 1,0; Nd — 4,0; Sm — 0,3. Ортиты гранит-порфиров Бабайтага более богаты редкими землями (%): La — 8,0; Ce — 15,0; Pr — 2,0; Nd — 5,0; Sm — 0,5; Gd — 0,3, а граносиенитов Кумышкана характеризуются еще большим составом: La — 7,0; Ce — 14,0; Pr — 1,7; Nd — 5,0; Sm — 0,3; Gd — 0,4; Dy — 0,03; Er — 0,17; Tb — 0,05; Yb — 0,1; Ho — 0,1.

По И. Е. Сморгчову, в ортитах из пермских гранитов присутствуют (в %): Na₂O — 0,36; K₂O — 0,19; MgO — 1,48; CaO — 7,70; MnO — 1,59; FeO — 12,79; Fe₂O₃ — 6,89; Al₂O₃ — 11,45; Ce₂O₃ — 7,50; (LaY)₂O₃ — 13,87; SiO₂ — 25,45; TiO₂ — 7,46; Th — 0,78; U₃O₈ — 0,06; H₂O ± 2,1.

Торит, ураноторит, оранжит устанавливаются главным образом по наличию рыжеватой корочки на поверхности зерен и рентгеноспектральным анализом. Встречаются в виде неправильных осколков, реже призматических зерен бурого, оранжевого и черного цветов.

Высокое содержание оранжитовой разновидности характерно для гранитов (С₁—С₂), а остальные свойственны гранит-порфирам (Р₁—Р₂).

В минералах этой группы, кроме урана и тория, установлены Y и Th. Оранжит (?) из ниже-среднекарбонных гранитов содержит (в %): Y — 0,6; La — 0,3; Ce — 0,7, а торит и ураноторит из кварцевых порфиров Р₁—Р₂, Y — 5,0; La — 0,9; Ce — 1,3; Nd — 0,5; Dy — 0,03 и Gd — 0,4.

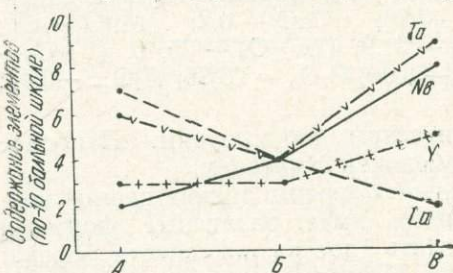


Рис. 11. Распределение La, Nb, Ta, Y в сфенах.

А — из диоритов С₂; Б — из гранодиоритов С₂; В — из гранитов С₂.

Флюорит позднемагматический характерен главным образом для гранит-порфиров и граносиенитов. Представлен осколками неправильных зерен, иногда в виде кристаллов кубической формы; бесцветный, зеленоватый, реже фиолетовый и черный.

Среди пермских гранитоидов высокое содержание флюорита установлено в гранит-порфирах — 85 г/т, а в нижнесреднекарбонных количество его не превышает 13,0 г/т. К элементам-примесям флюорита первого комплекса относятся: В, Ве, V, Mn и Y, а второго — La, Ce, Y и Yb.

Рутил позднемагматический особенно характерен для автотоморфической стадии. Представлен двумя морфологическими разновидностями: а) короткопризматический (реже коленчатый) — кристаллы красновато-бурого цвета и б) длиннопризматический (волосовидный) — сагенитовые сростки черновато-серого и буровато-серого цветов.

Рутил первого типа установлен в неизмененных гранитах, а сагениит — в альбитизированных, мусковитизированных и хлоритизированных частях интрузивов.

Максимум его содержится в гранитах Карабауского массива (до 5 г/т), а в остальных встречается в виде единичных зерен.

Спектральными анализами в рутилах установлены: Mn, V, Cu, Sn, Nb, Ta, Y, Yb, и Sc.

Анализ позднемагматический развивается по титано-магнетиту автометаморфической стадии, преимущественно отмечается в единичных зернах, реже содержание его доходит до 1,0 г/т (табл. 19). Установлено две разновидности анатаза: а) дипирамидальные кристаллы и б) неправильные зерна черного и темно-зеленого цветов.

Для черного анатаза по сравнению с голубым характерна менее удлиненная форма и вершины кристаллов (дипирамиды) усеченные.

В черном анатазе из граносиенитов установлены (в %): U = 0,0—0,1; Nb = 2—10; Zr = 0—1; Ti = 15; Mn = 0,1.

Шеелит и молибденит относятся к позднемагматическим акцессориям и встречаются довольно эпизодически в гранитоидах нижне-среднекарбоневой формации. Из них для субвулканических тел нижней и верхней перми характерен только молибденит.

Шеелит в шлихах гранодиоритов представлен остроугольными обломками величиной от 0,1 до 0,3 мм. В ультрафиолетовых лучах люминисцирует нежно-голубым цветом. Цвет белый, мутный.

Молибденит отмечается в еще меньшем количестве, чем шеелит, но в отличие от него в составе гранит-порфиров и граносиенитов в виде тонких чешуек неправильной формы с закругленными углами. Размер 0,2—0,3 мм и более в поперечнике. Цвет стальной, серебристо-серый.

Ничтожно малое количество не дало нам возможности установить в нем микропримеси.

Гранат характерен для пород среднекарбонového комплекса. Встречается в двух разновидностях: а) позднемагматический — мелкие бисеровидные, изотропные зерна неправильной формы, светло-зеленого цвета. Отмечается в составе электромагнитной фракции шлихов; б) постмагматический — крупные кристаллы ромбо-додекаэдрической формы, часто анизотропный красновато- или темно-коричневого цвета, преимущественно сконцентрирован в среднеэлектромагнитной фракции.

Показатели преломления по Ng граната первой разновидности не превышают 1,730, а второй — 1,890. Это дает нам возможность отнести позднемагматические гранаты к гроссуляровой разности, а постмагматические — к андродитовой. Большое количество их зафиксировано в шлихах диоритов и гранодиоритов (табл. 19). Для субвулканических пород липаритовой формации гранат не характерен и встречается очень редко.

Спектральными анализами в позднемагматических гранатах установлены следующие примеси: Ba, Sr, Mn, Ti, Sn, Be, Zr, Ga.

Магнетит, гематит и ильменит. Одной из отличительных особенностей гранитоидов Чаткало-Кураминских гор, особенно нижне-среднекарбоневой формации, является их магнетитоносность.

Установлены две разновидности магнетита: а) раннемагматический — мелкие октаэдрические кристаллики и б) позднемагматический — (возможно, часть его постмагматический) — изометричные зерна.

В диоритах содержится в среднем 19,8 кг/т магнетита, а в отдельных пробах количество его доходит до 24 кг/т, в гранодиоритах его почти вдвое меньше (13,0 кг/т), а в гранитах не превышает 2,9 кг/т. В гранит-порфирах по сравнению с ниже-среднекарбоневыми гранитоидами магнетита на один порядок меньше.

Гематит также установлен в диоритах и гранодиоритах, но максимальное содержание его не превышает 12—15 г/т. Встречается в виде

тонких пластинок с хорошо выраженным внутренним рефлексом розового и темно-красного цветов.

Ильменит, в отличие от предыдущих минералов, встречается главным образом в гранитах и гранит-порфирах, представлен в виде неправильных округлых или угловатых зерен.

Спектральному анализу подвергнуты магнетиты, ильмениты и другие рудные акцессории среднекарбонатового комплекса. В них в количестве от десятых до сотых долей процента установлены следующие элементы-примеси: Mn, V, Ti, Nb, Ta, Ni, Co, Zr, реже Sc.

Кроме вышеописанных акцессориев, встречаются галенит, сфалерит, турмалин, фергюсонит, самарскит, гадолинит (?) и др. Однако ввиду малого содержания в шлихах они детально не изучены.

Таким образом, породы рассматриваемых формаций отличаются не только по геологическому положению, но по содержанию и составу акцессорных минералов.

Если гранитоидам ниже-среднекарбонатовой формации свойственны магнетит, пирит, гранат, апатит, сфен, ортит, реже циркон, то породам субвулканической фации — циркон (циртолит), наэгит, торит, ураноторит, оранжит, флюорит, реже ильменит. Кроме того, в них встречаются еще довольно редкие минералы: самарскит, фергюсонит и гадолинит (?), что не отмечается в предыдущих.

Для акцессориев пород первой формации (C_1 — C_2) характерно резко повышенное содержание элементов группы железа, меди и свинца, а второй — радиоактивных элементов, редких земель и фтора.

О ХАРАКТЕРЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Изучение акцессорных минералов гранитоидов в шлифах и в искусственных шлихах показало, что их парагенезисы и концентрации неодинаковы не только в различных формациях, но и в пределах отдельных массивов.

В целом для пород C_1 — C_2 формации наиболее характерны магнетит, пирит, сфен, апатит, циркон и реже ортит, а для P_1 — P_2 — торит, ураноторит, циркон, циртолит, оранжит, флюорит, реже монацит и фергюсонит.

Из перечисленных акцессориев циркон и апатит являются сквозными минералами, свойственными всем разновидностям пород.

Как отмечалось выше, изменение содержания характерных минералов зависит от многих факторов.

Нормальная дифференциация гранитоидной магмы (от диоритов до гранитов и аляскитов) приводит к увеличению в начальных дифференциатах акцессориев группы железа, титана и кальция, а в конечных — циркония, редких земель, ниобия-тантала и фтора.

Так, в ниже-среднекарбонатовой формации породам ранних фаз интрузии — диоритам — присуще высокое содержание магнетита (до 20 кг/т), пирита (до 350 г/т), гранодиоритам — еще сфена (до 250 г/т) и апатита (до 200 г/т). В гранитах же количество магнетита резко уменьшается (до 500 г/т). В то же время в них появляются монацит, ксенотим и увеличивается количество циркона, апатит резко убывает. Максимум минералов первой группы (магнетит, пирит, сфен и апатит) большей частью концентрируется в краевых и апикальных частях интрузивов, а второй (монацит, ксенотим, циркон) — в центральных и глубинных.

Установленные особенности пород этой формации объясняются тем, что в породах диоритовой и эндоконтактной (гибридизированных) раз-

ностей гранодиоритовой фазы, в отличие от гранитов, наблюдалось повышенное содержание Fe, Ti, Mg и Ca. Кроме того, в этих породах присутствуют фемические минералы (амфибол, биотит), с которыми ассоциируют вышеотмеченные акцессориев.

Среди автометаморфических процессов альбитизация и серицитизация сопровождаются увеличением акцессориев группы TR, Nb, Ta и U, а хлоритизация — Fe, Ti. Так, в альбитизированных участках Акча-Шаваского массива (пробы 371, 72 и 77) ксенотима и монацита в 3—4 раза больше, чем в неизмененных гранитах. То же можно сказать и в отношении ураноторита, торита и флюорита в Бабайтагском массиве. Кроме того, цирконы и циртоллиты в альбитизированных участках содержат больше урана и тория, чем в неизмененных. В C_1 — C_2 формации фергюсонит установлен лишь в гнейсированных (мусковитизированных) и двуслюдяных разностях Карабауского массива. Наряду с этим в хлоритизированных участках пород во всех массивах интенсивно концентрируются магнетит, апатит и сфен.

При распределении акцессориев по интрузивам немаловажное значение имеют составы вмещающих пород. Так, в гранитоидах Башкызылсайского массива на контакте с известняками установлено до 8,0 кг/т магнетита, 500 г/т сфена, 450 г/т апатита; в случае контактов с дацитпорфирами — 400, 20 и 100 г/т соответственно. Аналогично ведет себя и ортит. По отношению к циркону, монациту и ксенотиму наблюдается обратная зависимость. Такая же закономерность отмечается и в других массивах.

Важное значение в распределении акцессориев в пределах Бабайтагского массива имеет фаціальность пород. Так, в гранитоидах фации малых глубин — гранит-порфирах, граносиенитах — как правило, отмечается высокое содержание циркона (до 170 г/т), монацита (до 50 г/т), ксенотима (до 20 г/т) и фергюсонита (до 8,0 г/т), установлены самарскит и гадолинит (?). В фациях же покровов — кварцевых порфирах, флюидалных туфолавах кварцевых порфиров — преимущественно концентрируются ураноторит, торит, оранжит, циртоллит, флюорит. Кроме того, для цирконов и фергюсонитов этой фации, так же как для альбитизированных участков характерно высокое содержание урана и тория.

Исследования, проводимые в пределах Бабайтагского массива для выявления распределения акцессориев по вертикали, пока существенных результатов не дали. Подмечено лишь, что в пробах из самой глубокой части среза массива с отметкой 1700 м (русло р. Ангрэн) по сравнению с пробами из вершины Бабайтаг (3200 м) в 1,5—2 раза больше циркона, монацита и фергюсонита. Кроме того, в пробах начиная с высоты 2200—2400 м до вершины горы постепенно увеличивается количество торита, ураноторита и флюорита.

Таким образом, характер распределения акцессориев в гранитоидах зависит не только от степени насыщенности магмы редкими элементами, но и от ряда других факторов — общего химизма пород, фаціальности, степени проявления ассимиляционных и автометаморфических процессов и т. п.

Акцессорные минералы, характерные как для C_1 , C_2 , так и для P_1 — P_2 формаций, свидетельствуют об относительной насыщенности магмы пород первой формации Fe, Ti, Pb, Zn, Cu, а второй — U, Th, Nb, Ta, F и TR.

Редкие и рассеянные элементы в гранитоидах юго-западных отрогов Чаткальского хребта

Мы изучали распределение Rb, Cs, Li, Ga, Ge, Mo, W, Nb, Ta, Pb, Zn и Cu в гранитоидах рассматриваемых формаций (табл. 21).

Усредненные содержания редких и рассеянных элементов в гранитоидах юго-западных отрогов Чаткальского хребта, вес. %.

Форма-ция	Массив	Типы пород	Rb, п.10 ⁻²	Cs, п.10 ⁻³	Li, п.10 ⁻³	Ca, п.10 ⁻³	Ge, п.10 ⁻⁴	Mo, п.10 ⁻⁴
Нижне-среднекарбовная	Акчинский	Диориты	0,87 (14)	0,54 (14)	3,02 (14)	1,4 (3)	—	1,8 (5)
		Гранодиориты	1,8 (28)	0,99 (28)	2,25 (25)	Не опр.	5,6 (9)	2,0 (7)
		Граниты	2,21 (28)	1,9 (28)	1,15 (28)	.	—	0,4 (11)
	Шавас-Беляутинский	Диориты	0,99 (12)	0,7 (12)	1,88 (12)	2,5 (5)	1,7 (5)	—
		Гранодиориты	1,63 (13)	0,8 (13)	2,81 (13)	2,5 (5)	3,2 (5)	0,6 (7)
		Граниты	2,16 (7)	2,0 (7)	1,01 (7)	—	3,9 (2)	—
	Карабашский	Диориты	1,3 (2)	1,8 (2)	1,9 (2)	1,94 (2)	0,9 (2)	—
		Гранодиориты	1,3 (2)	—	1,9 (2)	1,3 (3)	4,1 (3)	—
Баш-Кызылсайский	Гранодиориты	1,5 (4)	1,07 (4)	2,12 (4)	Не опр.	4,3 (3)	4,3 (3)	
	Граниты	1,94 (9)	1,47 (9)	1,4 (9)	.	2,0 (9)	0,7 (9)	
Акча-Шавасский	Гранодиориты	1,3 (8)	—	1,37 (8)	2,1 (3)	Не опр.	1,0 (3)	
	Граниты	2,6 (20)	2,54 (20)	1,46 (20)	2,9 (10)	4,7 (10)	1,0 (6)	
Карабауский	Гранодиориты	1,63 (3)	0,67 (3)	1,4 (3)	0,83 (3)	3,1 (3)	0,7 (3)	
	Граниты	2,4 (5)	1,96 (5)	2,9 (5)	1,62 (5)	Не опр.	1,2 (2)	
Калбандыкский	Гранитоиды	—	—	1,2 (2)	Не определялись			
	Граниты	—	—	2,4 (1)	"			
Восточно-Шавасский	Гранодиорит-порфиры	1,6 (5)	1,3 (5)	1,96 (5)	—	—	—	
Кумышканский шток	Граносиениты	3,8 (3)	0,9 (3)	—	—	—	—	

Нижне-верхнепермская	Бабайтагский	II импульс	Кварцевые сиениты (Чилтенский)	3,8 (2)	1,3 (2)	1,5 (2)	—	—	1,0 (2)		
			Граносиениты (Бабайтагский)	4,7 (5)	1,42 (5)	1,3 (5)	0,5 (4)	6,3 (4)	1,5 (4)		
		I импульс	Кварцевые порфиры	4,7 (7)	1,35 (7)	0,46 (7)	1,5 (6)	12,1 (6)	2,5 (6)		
			Гранит-порфиры	3,5 (13)	1,0 (13)	1,9 (13)	1,0 (5)	8,6 (5)	3,0 (5)		
		Кларк элементов в породах земной коры по А. П. Виноградову (1962)									
		в кислых				2,0	0,5	4,0	2,0	1,4	1,0
в средних				1,0	—	2,0	2,0	1,5	0,9		

Форма-ция	Массив	Типы пород	W, п.10 ⁻⁴	Nb, п.10 ⁻³	Ta, п.10 ⁻⁴	Pb, п.10 ⁻³	Zn, п.10 ⁻³	Cu, п.10 ⁻³
Нижне-среднекарбонная	Акчинский	Диориты	3,0 (5)	0,52 (5)	0,66 (5)	1,6 (12)	15,0 (12)	8,0 (12)
		Гранодиориты	4,3 (7)	—	—	2,5 (14)	10,0 (14)	5,5 (14)
		Граниты	2,8 (7)	0,17 (10)	—	5,0 (17)	6,0 (17)	3,8 (17)
	Шавас-Беляутинский	Диориты	7,5 (4)	0,42 (4)	0,82 (5)	1,8 (8)	9,0 (8)	6,0 (8)
		Гранодиориты	7,0 (6)	0,28 (3)	2,19 (3)	2,0 (9)	7,0 (9)	5,0 (9)
		Граниты	10,0 (2)	0,7 (2)	—	4,0 (5)	4,0 (5)	3,3 (5)
	Карабашский	Диориты Гранодиориты	Не определялись					
	Баш-Кызылсайский	Гранодиориты	2,0 (3)	4,5 (3)	0,6 (3)	3,0 (6)	10,0 (6)	4,0 (6)
		Граниты	4,6 (9)	7,6 (9)	0,2 (9)	5,0 (9)	5,0 (9)	2,8 (9)
Акча-Шавасский	Гранодиориты	3,3 (3)	0,17 (5)	0,4 (5)	3,5 (7)	14,0 (7)	6,0 (7)	
	Граниты	—	0,34 (6)	2,0 (6)	7,0 (14)	7,0 (14)	3,6 (14)	
Карабауский	Гранодиориты	—	0,84 (3)	—	4,0 (14)	10,0 (4)	5,0 (4)	
	Граниты	1,0 (2)	1,4 (5)	—	7,0 (6)	6,0 (6)	3,5 (6)	
Калбандыкский	Гранитоиды				3,5 (3)			
	Граниты		1,14 (3)		5,8 (2)			
Восточно-Шавасский	Гранодиорит-порфиры	—	—	—	4,0 (4)	9,5 (4)	5,0 (4)	
Кумышканский штук	Граносиениты	—	3,6 (2)	2,1 (2)	8,5 (4)	5,5 (4)	6,0 (4)	

Нижне-верхнепермская	Бабайтагский	II импульс	Кварцевые сиениты (Чилтенский)	2,0 (2)	3,9 (3)	2,0 (2)	9,5 (3)	8,0 (3)	1,6 (3)		
			Граносиениты (Бабайтагский)	2,0 (2)	4,1 (2)	1,3 (2)	11,0 (5)	4,3 (5)	2,8 (5)		
		I импульс	Кварцевые порфиры	2,0 (6)	2,71 (6)	1,0 (3)	8,0 (6)	8,5 (6)	3,8 (6)		
			Гранит-порфиры	1,3 (5)	3,8 (5)	1,55 (5)	9,0 (5)	9,0 (5)	2,4 (5)		
		Кларк элементов в породах земной коры по А. П. Виноградову (1962)									
		в кислых				1,5	2,0	3,5	2,0	6,0	2,0
		в средних				1,0	2,0	0,7	1,5	7,2	3,5

Примечание. В скобках приведено количество анализов.

Рубидий в гранитоидах ниже-среднекарбоневой формации содержится в основном в пределах кларковых величин ($1,8 \cdot 10^{-2}\%$), а в субвулканических образованиях превышает их в 2—2,2 раза ($4,2 \cdot 10^{-2}\%$). В то же время эти величины не постоянны для генетически связанных серий пород. Так, в породах первой фазы интрузии (диориты) количество рубидия составляет $1,2 \cdot 10^{-2}\%$, второй (гранодиориты) — $1,7 \cdot 10^{-2}\%$ и последней (граниты) — $2,2 \cdot 10^{-2}\%$ (табл. 22).

Аналогичная тенденция к обогащению рубидием продуктов поздних фаз интрузии наблюдается во всех массивах. К основным минералам-носителям Rb относятся полевые шпаты (калишпат — 70—86%), а концентраторам — биотит (13—25%). Однако среди полевых шпатов и биотитов различных фаз он распространен неравномерно. В связи с этим его средняя концентрация в полевых шпатах пород трех фаз интрузии ниже-среднекарбоневой формации составляет соответственно $1,24 \cdot 10^{-2}\%$, $1,67 \cdot 10^{-2}\%$ и $1,8 \cdot 10^{-2}\%$.

Такое распределение Rb в полевых шпатах объясняется количественным соотношением калишпата и плагиоклаза в анализированных пробах.

Содержание цезия в породах C_1 — C_2 формаций составляет $1,1 \cdot 10^{-3}\%$, а P_1 — P_2 — $1,3 \cdot 10^{-3}\%$. Эти величины в зависимости от пород фаз существенно изменяются. Кроме того, количество цезия, в отличие от рубидия, во всех массивах в 1—2 раза превышает кларковые величины и составляет $0,5 \cdot 10^{-3}\%$.

Геохимическая связь цезия с калием осуществляется через рубидий. Немалое значение имеют кристаллохимические особенности минерала-носителя. Цезий в калишпатах отмечается в виде следов, а в биотитах, где содержится $4,63 \cdot 10^{-2}\%$ рубидия, количество цезия достигает максимума — $3,0 \cdot 10^{-3}\%$.

Литий во всех массивах содержится в количестве ниже кларковых величин. В гранодиоритах C_1 — C_2 он составляет $2,2 \cdot 10^{-3}\%$, а P_1 — P_2 $1,7 \cdot 10^{-3}\%$. В то же время, в отличие от рассмотренных выше редких щелочей, количество его уменьшается от пород ранних фаз интрузии к поздним.

В биотитах из диоритов содержится $5,8 \cdot 10^{-3}\%$, из гранодиоритов — $9,4 \cdot 10^{-3}$, из гранитов — $6,31 \cdot 10^{-3}$. Наряду с этим в амфиболах пород двух фаз отмечается 0,49 и $0,61 \cdot 10^{-3}\%$ соответственно. Различная концентрация Li в фемических минералах отчетливо проявляется при пересчете его балансов по фазам, т. е. из общего содержания Li в диоритах на долю его биотитов приходится 22,7%, в гранодиоритах — 50,3% и в гранитах — 68,0%, тогда как на долю их амфиболов — максимум 6,5%.

Таким образом, среди темноцветных минералов основным минералом-носителем лития является биотит.

Из других минералов литий определен лишь в полевых шпатах. При этом его максимальное содержание установлено в полевых шпатах диоритов ($3,6 \cdot 10^{-3}\%$), а минимальное (следы) — в гранитах. В то же время от общего содержания Li в диоритах на долю полевых шпатов приходится 70%, в гранодиоритах — 50 и в гранитах — 32,0% (табл. 23), что объясняется количественно минералогическим составом пород этих фаз интрузии.

Отношение $Mg : Li$; $K : Rb$. Величины этих отношений дают возможность судить о направленности процесса дифференциации магмы и использовать их при установлении возрастной последовательности пород.

Содержание элементов в пороодо-образующих минералах ниже-среднекарбоневой формации (Акчинский массив), %

Порода	Минерал	Среднее содержание минералов в породе	Li ($\mu \cdot 10^{-3}$)			Rb ($\mu \cdot 10^{-2}$)			Cs ($\mu \cdot 10^{-3}$)			Ga ($\mu \cdot 10^{-3}$)		
Диориты амфиболовые и амфиболово-биотитовые	Кварц	2,91	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Полевые шпаты	60,47	2,15	1,36	70,77	1,24	0,75	86,21	Следы	—	—	1,5	0,9	52,3
	Биотит	8,65	5,45	0,40	22,73	1,41	0,12	13,79	1,75	0,15	110	2,3	0,2	11,7
	Амфибол	24,15	0,43	0,17	6,5	0,07	—	—	—	—	—	2,6	0,62	36,0
	Акцессории	3,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Итого	99,33	—	1,93	100	—	0,87	100	—	0,15	100	—	1,72	100,0
Гранодиориты	Кварц	27,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Не опр.	—
	Полевые шпаты	56,67	1,25	0,71	49,65	1,67	0,95	73,08	Следы	—	—	1,2	0,96	76,2
	Биотит	7,70	9,4	0,72	50,35	4,63	0,35	26,92	3,0	0,23	—	2,1	0,16	12,7
	Амфибол	7,30	0,61	0,04	—	0,2	0,01	—	—	—	—	2,0	0,14	11,1
	Акцессории	0,99	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Итого	99,96	1,47	100	—	—	1,31	100	—	0,23	100	—	1,26	100,0
Граниты (биотитовые) и аляскинты	Кварц	39,92	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Не опр.	—
	Полевые шпаты	56,74	0,425	0,24	32,0	1,80	0,73	70,8	Следы	—	—	2,1	1,1	85,2
	Мусковит	1,00	Не опр.	—	—	6,2	0,062	5,9	1,04	0,01	10	1,7	0,01	0,8
	Биотит	7,96	6,31	0,5	68,5	3,1	0,24	23,3	1,0	0,07	90	2,4	0,18	14,0
	Акцессории	0,96	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Итого	99,55	—	0,74	100	11,19	1,032	100,0	2,04	0,08	100	—	1,29	100,0

Порода	Минерал	Ge ($\mu \cdot 10^4$)			Mo ($\mu \cdot 10^{-4}$)			W ($\mu \cdot 10^{-4}$)			Nb ($\mu \cdot 10^{-4}$)		
Диориты амфиболовые и амфиболово-биотитовые	Кварц	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Полевые шпаты	—	—	—	2,1	1,26	78,0	1,4	0,84	59,0	—	—	—
	Биотит	2,6	0,22	32,8	2,4	0,20	11,0	2,0	0,16	12,3	6,71	5,82	57,92
	Амфибол	1,9	0,46	67,2	0,8	0,2	11,0	1,2	0,29	28,7	1,75	4,23	42,08
	Акцессории	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Итого	—	0,67	100,0	—	1,66	100,0	—	1,29	100,0	—	10,04	100,0
Гранодиориты	Кварц	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Полевые шпаты	1,1	0,6	68,0	1,6	0,90	82,0	1,0	0,56	66,0	—	—	—
	Биотит	1,9	0,13	15,0	2,0	0,15	13,0	2,3	0,18	21,0	10,7	0,775	84,7
	Амфибол	2,1	0,15	17,0	0,9	0,06	5,0	1,6	0,11	13,0	1,9	0,14	15,3
	Акцессории	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Итого	—	0,88	100,0	—	1,11	100,0	—	0,85	100,0	—	0,915	100,0
Граниты (биотитовые) и аляскиты	Кварц	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Полевые шпаты	1,3	0,7	87,5	0,9	0,48	84,0	0,3	0,17	56,5	1,26	7,15	57,04
	Мусковит	—	—	—	0,6	0,026	4,0	Не опр.	—	—	3,9	0,039	0,3
	Биотит	1,2	0,10	12,5	1,9	0,07	12,0	1,8	0,14	43,5	6,71	5,34	42,76
	Акцессории	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Итого	—	0,80	100,0	—	0,576	100,0	2,1	0,31	100,0	—	12,48	100,50

Порода	Минерал	Ta ($\mu \cdot 10^{-4}$)			Pb ($\mu \cdot 10^{-3}$)			Zn ($\mu \cdot 10^{-3}$)			Cu ($\mu \cdot 10^{-3}$)		
		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Диориты амфиболовые и амфиболово-биотитовые	Кварц	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Полевые шпаты	—	—	—	10	0,6	52,2	1,0	0,6	4,0	0,7	0,42	6,0
	Биотит	4,09	3,55	94,3	37	0,32	29,0	40,0	3,44	23,4	16,0	1,72	24,0
	Амфибол	0,9	0,21	5,7	9	0,22	18,5	56,0	10,79	72,6	21,0	5,06	70,0
	Акцессории	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Итого		3,76	100,0		1,14	100,0		14,73	100,0		7,2	100,0
Гранодиориты	Кварц	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Полевые шпаты	—	—	—	30	1,69	90,0	1,8	1,01	12,2	Не обн.	—	—
	Биотит	3,2	0,24	83,0	16	0,12	6,4	36,0	2,66	32,2	200	1,57	0,0
	Амфибол	0,7	0,05	17	11	0,08	3,6	60,0	4,38	55,6	325	2,36	60,0
	Акцессории	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Итого		0,19	100,0		1,89	100,0		8,25	100,0		3,93	100,0
Граниты (биотитовые) и аляскинты	Кварц	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Полевые шпаты	0,82	4,54	94,5	45,0	2,54	99,0	0,8	0,45	0,9	7,0	0,4	17,5
	Мусковит	—	—	—	40,0	0,04	0,1	76,0	0,76	16,0	69,0	0,03	2,5
	Биотит	2,2	0,17	5,5	25,0	0,19	0,9	45,0	3,55	83,1	230,0	1,83	80,0
	Акцессории	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Итого		4,71	100	—	2,67	100,0	—	4,76	100,0	—	2,2	100,0

Примечание. По каждому элементу в первой колонке приводится среднее содержание в минералах (%); во второй — количество при пересчете на 1 г породы; в третьей — доля общего содержания, приходящаяся на каждый минерал.

Для пород C_1 — C_2 формации отношение $\frac{Mg}{Li}$ составляет 800—1400, причем для диоритов — 1415, гранодиоритов — 1200 и гранитов — 820. Средняя же величина $\frac{K}{Kb}$ равна 180: для диоритов — 209, гранодиоритов — 180, гранитов — 155. Для пород P_1 — P_2 она составляет 90, причем для I импульса Бабайтагского массива — 85, а II — 98. Таким образом, в генетически связанных сериях пород эти величины уменьшаются от пород ранних импульсов к поздним.

Галлий и германий. В гранитоидах C_1 — C_2 формации содержится $1,7 \cdot 10^{-3}\%$ Ga и $5,0 \cdot 10^{-4}$ Ge; в P_1 — P_2 формации $1,0 \cdot 10^{-3}$ Ga. Таким образом, в первом Ga находится в пределах кларковых величин, а Ge в 2—2,5 раза больше. При этом содержание Ga в каждом массиве в зависимости от состава пород существенно не изменяется, а Ge — наоборот: в диоритах и кварцевых диоритах содержится $1,8 \cdot 10^{-3}$ Ga и $3,2 \cdot 10^{-4}$ Ge; в гранодиоритах — соответственно $1,7 \cdot 10^{-3}$ и $5,1 \cdot 10^{-4}$ и в гранитах — $2,1 \cdot 10^{-3}$ и $6,6 \cdot 10^{-4}$. Это является важнейшей геохимической особенностью их поведения в магматическом процессе.

Среди породообразующих минералов высокое содержание Ga и Ge отмечается в биотитах (до $2,4 \cdot 10^{-3}\%$) и амфиболах (до $2,6 \cdot 10^{-3}\%$). Однако в диоритах на долю амфиболов приходится 36% Ga из общего содержания его в породе, а Ge — 67%; в биотитах — 11,7 и 32,8% соответственно, тогда как на долю полевых шпатов — 52% Ga и 87% Ge соответственно. Наблюдаемое противоречие, с одной стороны, объясняется различным содержанием в породе биотита и амфибола, а с другой — кристаллохимическими особенностями минералов, которые лучше всего выявляются при сопоставлении коэффициентов их концентраций в этих минералах, составляющих в полевых шпатах для Ga — 1, Ge — 0,9; в биотитах — Ga — 1,28, Ge — 1,1; в роговых обманках — Ga — 2,1, Ge — 2,4.

Из приведенных результатов следует, что коэффициенты концентрации Ga и Ge в тех минералах, где они находятся, в тетраэдрических координациях вдвое меньше, чем в гексоэдрических. Поэтому, несмотря на то, что на долю полевых шпатов приходится от 52 до 87% Ga и Ge, к основным минералам-концентраторам их относятся амфиболы и, возможно, биотиты.

Молибден и вольфрам. В гранитоидах C_1 — C_2 , в отличие от P_1 — P_2 , вольфрам резко преобладает над молибденом. Эта закономерность выдерживается и в пределах массивов. В породах C_1 — C_2 в среднем содержится $3,6 \cdot 10^{-4}\%$ Mo и $1,7 \cdot 10^{-4}$ W, а в породах P_1 — P_2 — $2,2 \cdot 10^{-4}$ и $1,8 \cdot 10^{-4}$ соответственно. Однако эти величины изменяются также в зависимости от фазы пород: в диоритах они составляют $1,84 \cdot 10^{-4}$ и $3,0 \cdot 10^{-4}\%$; в гранодиоритах — $2,0 \cdot 10^{-4}$ и $5,0 \cdot 10^{-4}$, а в гранитах — $0,7 \cdot 10^{-4}$ и $6,0 \cdot 10^{-4}\%$. В породах I импульса Бабайтагского массива содержится $2,7 \cdot 10^{-4}\%$ Mo и $1,6 \cdot 10^{-4}$ W, а второго — $1,5 \cdot 10^{-4}$ и $2,0 \cdot 10^{-4}$ соответственно. Во всех породах к основным минералам-носителям Mo и W относятся полевые шпаты, так как от общего содержания в диоритах на их долю Mo выпадает 72,0%, а W — 59,0%. В гранодиоритах количество их составляет соответственно 82,0 и 66,0%, а в гранитах — 84,0 и 56,0%. Наряду с этим максимальная концентрация описываемых элементов установлена в биотитах (табл. 22). Однако на их долю выпадает максимум 13% молибдена и 20% вольфрама.

Все эти особенности с одной стороны легко объясняются при сопоставлении содержания каждого минерала в породе и с другой — различием кристаллографической структуры породообразующих минералов и в известной мере близостью физико-химических свойств иона молибдена и вольфрама с титаном и, возможно, Fe^{3+} (Белов, 1967).

В связи с этим относительно высокое содержание Mo и W в биотитах объясняется, видимо, наличием в них титана. В биотитах диоритов содержится 1,8% TiO_2 ; $2,4 \cdot 10^{-4}$ Mo и $2,0 \cdot 10^{-4}$ % W, а в биотитах гранодиоритов — соответственно 1,5%, $2,0 \cdot 10^{-4}$ и $2,3 \cdot 10^{-4}$ %.

Отсюда вытекает, что вольфрам связан с титаном, но его накопление в биотитах с уменьшением кислотности пород происходит гораздо быстрее, чем Mo. Об этом свидетельствует и изменение отношения титана к молибдену и вольфраму, которое в биотитах диоритов равно 7500 и 7500, а гранодиоритов — 7000 и 6500.

В роговых обманках из тех же пород титана вдвое меньше, чем в биотите. Это отражается и на скоплениях в них Mo и W, причем, их содержание очень близко: в роговых обманках диоритов молибден составляет $0,8 \cdot 10^{-4}$ %, а вольфрам — $1,2 \cdot 10^{-4}$; а гранодиоритов — $0,9 \cdot 10^{-4}$ и $1,0 \cdot 10^{-4}$. Отношения $\frac{W}{Mo}$ и $\frac{Ti}{W}$ соответственно составляют 7270, 5113 и 7345, 6611.

Почти постоянное значение отношения титана к молибдену в фемических минералах диоритов и гранодиоритов подтверждает наличие прямой геохимической связи между титаном и молибденом.

Ниобий и тантал. Гранодиориты обеих формаций (особенно C_1-C_2) характеризуются довольно низким содержанием Nb и Ta по сравнению с их кларком. Это одна из отличительных особенностей пород юго-западных отрогов Чаткальского хребта. Среднее содержание Nb и Ta в гранитоидах C_1-C_2 составляет $1,7 \cdot 10^{-3}$ и $1,0 \cdot 10^{-4}$ %, а в гранитоидах P_1-P_2 комплекса — $3,8 \cdot 10^{-3}$ и $2,7 \cdot 10^{-4}$ соответственно. По иному распределяются они в пределах пород различных фаз. Так, в диоритах концентрируется от 0,66 до $0,82 \cdot 10^{-4}$ % Ta, что почти на 20% превышает его кларки в средних породах, по А. П. Виноградову (1962 г.), и от 0,4 до $0,5 \cdot 10^{-3}$ % Nb, что ниже кларка. В гранодиоритах и гранитах их количество возрастает на 15—40%, но даже эти величины ниже кларка в кислых породах (табл. 22). Относительно обогащены Nb и Ta породы Бабайтагского интрузива, где в породах I импульса установлено $3,3 \cdot 10^{-3}$ Nb и $2,7 \cdot 10^{-4}$ % Ta; второго — $2,88 \cdot 10^{-3}$ и $1,6 \cdot 10^{-4}$ % соответственно. С переходом от пород фации малых глубин (гранит-порфиры) к покровной (фельзит-порфиры) концентрация Nb уменьшается от $3,88 \cdot 10^{-3}$ до $2,7 \cdot 10^{-3}$, а Ta — от 1,55 до $1,3 \cdot 10^{-4}$ %.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что к конечным стадиям магматического процесса содержание Nb и Ta увеличивается. Максимум Nb ($10,0 \cdot 10^{-3}$ %) и Ta ($4,0 \cdot 10^{-4}$) установлен в биотитах из диоритов и гранодиоритов. В биотитах же из гранитов их содержание уменьшается почти вдвое (табл. 23). Однако несмотря на это, во всех разновидностях пород основным минералом-носителем Nb и Ta является биотит, так как от общего содержания их в породах на долю биотита выпадает от 50 до 84%.

В амфиболах содержится от 1,75 до $1,9 \cdot 10^{-3}$ % Nb и 0,7— $0,9 \cdot 10^{-4}$ % Ta. В то же время на их долю от общего содержания Nb и Ta в породах выпадает от 15 до 40%. Максимум Nb и Ta установлен в амфиболах из гранодиоритов.

Отношение Nb к Ta в амфиболах из диоритов и гранодиоритов составляет 19,4 и 27,0, в биотитах этих же пород — 3,1 и 16,4, а в слюдах гранитов — 30,5. Это свидетельствует о том, что изоморфизм Nb и Ta в амфиболах почти вдвое меньше, чем в биотите. Кроме того, уменьшение их количества от фемических минералов основных пород, при одинаковых количествах Nb и Ta в породе указывает на то, что Nb и Ta в породах ранних фаз интрузии концентрируются в биотитах и ам-

фиболах, а в поздних образуют, видимо, самостоятельные аксессуарные минералы или входят в состав этих минералов.

В полевошпатовых пробах из гранитов установлено $1,26 \cdot 10^{-3}$ Nb и $0,82 \cdot 10^{-4}$ Ta, что объясняется, видимо, наличием в калишпатах черных субмикроскопических включений, состоящих из минералов Nb и Ta.

Свинец, цинк и медь относятся к халькофильным элементам, однако имеют некоторые черты сходства с породообразующими элементами.

Свинец отмечается во всех типах рассматриваемых пород. Среднее содержание его в гранодиоритах $C_1 - C_2$ составляет $4,2 \cdot 10^{-3}\%$, а $P_1 - P_2 - 9,2 \cdot 10^{-3}$. Эти значения в 2—3,4 раза превышают кларковые величины, по А. П. Виноградову (1962). Однако в пределах формации и массивов они не постоянны. В первой формации содержится от 1,6 до $7,0 \cdot 10^{-3}\%$ свинца, а во второй — $4,3 - 11,0 \cdot 10^{-3}$. Его минимальные значения характерны для диоритов, а максимальные — для гранитов и граносиенитов, что указывает на накопление свинца к концу магматического процесса. Объясняется это изоморфизмом между K и Pb^{2+} .

Исследования показали, что от 50 до 70% свинца связано с породообразующими минералами, причем, во всех трех фазах интрузии основным минералом-носителем его являются полевые шпаты. В диоритах находится 52% свинца, в биотитах — до 29% и в амфиболах — 18%. В магматическом процессе роль полевых шпатов в поведении свинца с переходом от диоритов к гранитам увеличивается вдвое, а феррических минералов сводится к нулю.

Поэтому в гранитах, содержащих $26,7 \cdot 10^{-3}\%$ свинца, 99% приходится на долю полевых шпатов. Наряду с этим в биотитах диоритов свинца в три раза больше, чем в полевых шпатах. Е. Ларсен и др. (1962), изучившие особенности поведения свинца в гранитоидах Южно-Калифорнийского батолита, пришли к выводу, что в диоритах биотиты более обогащены свинцом, чем их полевые шпаты.

В $C_1 - C_2$ формаций соотношение концентраций свинца в диоритах и гранитах составляет 1:2, а в $P_1 - P_2 - 1:1,2$. Эти цифры свидетельствуют о том, что в первой формации свинца к концу магматического процесса было намного больше, чем во второй.

Расчеты показывают, что в диоритах и гранодиоритах Pb в основном концентрируется в биотитах полевых шпатов, а в гранитах лишь в полевых шпатах. В то же время в породообразующих минералах диоритов из общего количества свинца в породе ($1,6 \cdot 10^{-3}$) сконцентрировано лишь $1,14 \cdot 10^{-3}\%$, в гранодиоритах — из $2,5 \cdot 10^{-3}$ только $1,9 \cdot 10^{-3}\%$, а в гранитах всего около 50% (см. табл. 21 и 22). В связи с этим можно отметить, что в магматическом процессе свинца в ранних фазах интрузий в составе породообразующих минералов больше, чем в поздних.

Содержание цинка во всех породах, за исключением гранитов Шавасского и граносиенитов Бабайтагского массивов, в 1,2—2 раза превышает кларковые величины (табл. 21). Значения цинка в породах обоих комплексов очень близки и соответственно составляют: 8,5 и $6,1 \cdot 10^{-3}\%$. Эти величины непостоянны, но в отличие от свинца, содержание цинка в $C_1 - C_2$ формации уменьшается от пород ранних фаз интрузии к поздним и остается почти постоянным от пород первого импульса ко второму в Бабайтагском массиве.

Распределение цинка в гранитоидах обусловлено геохимией Mg и Fe^{2+} , которые он изоморфно замещает в минералах. В Акчинском массиве максимальная концентрация цинка наблюдается в диоритах ($15,0 \cdot 10^{-3}\%$), в них же установлено и самое высокое содержание Fe^{2+} (3,3%) и Mg (2,1%). В составе гранитов по сравнению с гранодиоритами

(Zn — $10,0 \cdot 10^{-3}\%$; Mg — 1,5 и Fe^{+2} 2,0) меньше не только цинка ($6,0 \cdot 10^{-3}\%$), но и Mg (0,3%) и Fe^{2+} (0,8%). Аналогичная закономерность наблюдается и в пределах других массивов (табл. 21). Геохимическая связь Zn с Mg и Fe^{2+} наиболее отчетливо видна также при сопоставлении данных по породообразующим минералам пород одной формации: в амфиболах из диоритов с 6,72% Mg и 10,3% Fe^{2+} обнаружено $56,0 \cdot 10^{-3}\%$ Zn, а в биотитах — 5,7% Mg; 11,7% Fe^{2+} и $40,0 \cdot 10^{-3}\%$ Zn, в полевых шпатах — соответственно 0,24%, 0,4% и $1,0 \cdot 10^{-3}$. Наряду с этим установлено, что фемические минералы являются не только концентраторами, но и носителями цинка, так как от общего содержания его в породе от 60 до 70% приходится именно на долю темноцветных минералов (табл. 22).

Изложенные выше факты позволяют сделать вывод, что при формировании рассматриваемых гранитоидов более 50—60% цинка концентрируется в породообразующих минералах. В частности, в диоритах почти весь цинк сконцентрировался в породообразующих минералах, в гранодиоритах его около 80%, в гранитах — 60. Оставшаяся же часть цинка (20% в гранодиоритах и 40 в гранитах), видимо, образует самостоятельные акцессорные минералы (сфалерит) и концентрируется в остаточном расплаве.

Среднее значение меди для пород двух формаций составляет соответственно 4,6 и $3,1 \cdot 10^{-3}\%$. Эти величины, так же как и предыдущие, в каждом комплексе резко изменяются в зависимости от типов пород. При этом породы ранних фаз интрузии более обогащены медью, чем кислые. Соотношения величин содержания меди диоритов и гранитов в C_1 — C_2 составляют 2,5 : 1; в гранодиоритах и гранитах — 1,8 : 1, тогда как в породах первого и второго импульсов Бабайтагского массива — 1,2 : 1. Это свидетельствует об аналогичном поведении меди в магматическом процессе с цинком. Так, в диоритах Акчинского массива с 2,1% Mg и 3,3% Fe^{2+} установлено $8,0 \cdot 10^{-3}$ Cu, в гранодиоритах с 1,5% Mg и 2,4% Fe^{2+} — $5,5 \cdot 10^{-3}\%$, а в гранитах с 0,3% Mg и 0,8% Fe^{2+} — $3,8 \cdot 10^{-3}\%$.

Подобная закономерность наблюдается и в последующих массивах. На геохимическую связь меди с Fe^{2+} и Mg указывали многие исследователи (С. Т. Бадалов, И. М. Голованов и др.).

Следует отметить, что с уменьшением количества Fe^{2+} и Mg от диоритов (2,1—3,3%) к гранитам (0,3 и 0,8%) содержание меди уменьшается лишь вдвое. Такое непропорциональное уменьшение меди, магния и железа от пород ранних фаз интрузии к поздним объясняется, видимо, наличием самородной меди в гранитах и резким преобладанием в них акцессорного халькопирита по сравнению с диоритами.

Исследование распределения меди по минералам показывает, что она в основном концентрируется в фемических минералах — амфиболах и биотитах (табл. 22). При этом в диоритах на долю этих минералов соответственно падает 70 и 24% Cu, в гранодиоритах — 60 и 40%, а в гранитах основным минералом-носителем и концентратором меди является биотит — 80%.

Сопоставление результатов количественного подсчета содержания меди в минералах и в породе показывает, что в диоритах с породообразующими минералами связано около 80—85% Cu магмы, в гранодиоритах — 60—70%, а в гранитах — 50% и более.

О металлогенической специализации гранитоидов юго-западных отрогов Чаткальского хребта

В свете изложенных в предыдущих разделах материалов на основании исследований Х. М. Абдуллаева (1954), И. Х. Хамрабаева (1958), В. С. Коптев-Дворникова и М. Г. Руб (1962) и др. для установления металлогенической специализации гранитоидов юго-западных отрогов Чаткальского хребта выделяются следующие критерии: 1) повышенные концентрации элементов по сравнению с кларками; 2) наличие аксессуарного минерала; 3) содержание элементов в породообразующих и аксессуарных минералах.

Специализация гранитоидов редкими щелочами может свидетельствовать о наличии в них бериллия, олова и бора (Руб, 1964; Иванов, 1965; Лугов, 1964; Изох, 1962; Хамрабаев, 1967 и др.). Нами аналогичные явления подмечены также в ряде гранитоидов Чаткальского хребта: Саргардонском, Ойгаингском и Чапташском (Урунбаев, 1965), а В. В. Козыревым — в Арашанском.

В пределах рассматриваемого района содержания редких щелочей в гранитоидах ниже-среднекарбоневой формации ниже (реже в пределах) кларковых величин, а в Бабайтагском массиве превышают их в 1,5—2 раза.

Концентрация этих элементов увеличивается от более древних комплексов к молодым: от пород малых глубин к покровной фации.

Установлены минералы-концентраторы и носители редких щелочей; подтверждены геохимические связи Rb и Cs с калием, Li — с магнием и Fe²⁺. Аксессуарные минералы их пока не обнаружены. В то же время, среди вулканогенных пород (P₁—P₂) в верховьях р. Шавассай (в зоне Чаулисайского разлома) известны оловянная и турмалиновая (?) минерализации.

Таким образом, на основании вышеотмеченных фактов можно предположить, что в пределах юго-западных отрогов Чаткальского хребта породы P₁—P₂ комплекса специализированы на олово, бор и бериллий.

Галлий и германий изучены недостаточно, но, судя по многочисленным анализам, средние величины галлия в гранитоидах обеих формаций не превышают кларковых величин, тогда как германия в ниже-среднекарбоневых интрузивах в 1,0—1,2 раза больше, а в пермском — в 4—6 раз и более. Наряду с этим количество германия в породах фации малых глубин (гранит-порфиры) составляет $4,0 \cdot 10^{-4}$, а в покровных (фельзит-порфиры, туфы кварцевых порфиров) — до $12,4 \cdot 10^{-4}\%$. Это свидетельствует о склонности германия к миграции от глубины фации к покровам. Максимум галлия (до $2,5 \cdot 10^{-3}\%$) приходится на диориты и гранодиориты (Акчинский, Шавас-Беляутинский массивы), а минимум ($0,8 \cdot 10^{-3}\%$ и меньше) — на граниты и гранит-порфиры (Акча-Шавасский и Бабайтагский интрузивы).

К основным минералам-носителям галлия и германия относятся амфиболы, реже — биотиты (табл. 22).

Аксессуарные минералы и минерализация этих элементов в районе пока не известны. Однако, по данным А. Какхарова, в гранатах гранатопироксеновых скарнов Кураминской подзоны, связанных с гранодиоритами C₁—C₂ формации содержится до 0,02% галлия. М. И. Моисеева (1966) отмечает, что германий в бассейне реки Ангрэн (зона Кенкольского разлома) концентрируется в топазе (до сотых долей процента), и в сфалеритах (до сотых долей процента). Кроме того, германий установлен в угленосных отложениях, перекрывающих гранитоиды P₁—P₂ формаций (Николаева, 1968).

Таким образом, имеющиеся материалы также позволяют считать породы P_1 — P_2 комплекса специализированными на германий.

Молибден и вольфрам. Молибден — один из характерных элементов пород Акчинского, Шавас-Беляутинского и Башкызылсайского массивов. В этих интрузивах среднее содержание его в 3—5 раз превышает кларковые величины, в последующих массивах (C_1 — C_2) — не более чем в 1,5 раза, в P_1 — P_2 находится в пределах кларка. В то же время вольфрам во всех массивах C_1 — C_2 и в глубинных и покровных фациях P_1 — P_2 отмечается в пределах и ниже кларка. Исключение составляют граниты Башкызылсайского интрузива, в котором четко улавливается специализация на вольфрам.

Примечательно, что в мусковитизированных участках Карабауского массива вольфрама в 8—10 раз больше, чем в неизмененных гранитах. Кроме того, молибден и вольфрам образуют акцессорные шеелит и молибденит, которые в виде единичных и десятков зерен встречаются в гранитоидах Акчинского и Шавас-Беляутинского массивов.

В рассматриваемом районе молибден и вольфрам в постмагматическом проявлении пока не известны. В то же время в соседнем Алмалыкском районе, обладающем сходным магматизмом и структурно-фациальными условиями, имеют место постмагматические проявления: вторичные кварциты с медно-молибденово-золотым оруденением, кварцевые жилы с халькопиритом, золотом и т. п. Кроме того, к северу от зоны Кумбельского разлома имеются скарно-молибденитовое (Чимган), кварцево-вольфрамовое (Саргардон) проявления и т. п.

Приведенные выше факторы, резко повышенное (в 4 раза против кларка) содержание молибдена в неизмененных гранитах, наличие акцессорного молибдена дают основание для отнесения этой площади к молибденоносному району. Наряду с этим незначительное содержание вольфрама, иногда и молибдена в субвулканических и покровных фациях P_1 — P_2 комплекса не следует рассматривать как отрицательную геохимическую специализацию, так как особенности концентрации этих элементов в породах различных фаций пока недостаточно изучены.

Ниобий и тантал не относятся к характерным элементам гранитоидов юго-западных отрогов Чаткальского хребта, так как во всех массивах C_1 — C_2 содержание их ниже кларка. Отсутствие собственных минералов Nb и Ta (колумбит, вломстрандин и т. п.), низкое содержание их в гранитоидах (C_1 — C_2) и фациальные особенности не позволяют считать этот регион перспективным на ниобий и тантал.

Свинец, цинк и медь — характерные элементы гранитоидов юго-западных отрогов Чаткальского хребта, особенно пород нижне-среднекарбоневой формации. Их среднее содержание во всех массивах превышает кларковые значения в 2—4 раза и более. Внутри комплексов и массивов количество свинца возрастает от пород ранних фаз интрузии к поздним.

В свете этого интересно проследить их поведение в магматических формациях региона. Так, в диоритах Акчинского массива на 2,1% калия приходится $1,6 \cdot 10^{-3}\%$ свинца, а в гранитах — на 3,5% калия — $5,0 \cdot 10^{-3}\%$ свинца. Подобное явление наблюдается и в других массивах, особенно в Башкызылсайском и Акча-Шавасском. В то же время увеличение свинца в Бабайтагском интрузиве от пород малых глубин к покровной фации незначительно ($8,5$ и $10,5 \cdot 10^{-3}\%$ соответственно).

Поведение Zn и Cu в магматическом процессе тесно связано с поведением Mg и Fe^{2+} . В связи с этим их больше в основных и средних породах, чем в кислых и субщелочных. В Акчинском массиве максимум

Zn ($15,0 \cdot 10^{-3}\%$) и Cu ($8,3 \cdot 10^{-3}\%$) установлен в диоритах, в них же и самое высокое содержание Fe^{2+} — 3,3 и Mg — 2,1%, а в гранитах с 0,3 Mg и 0,8% Fe^{2+} обнаружено $6,0 \cdot 10^{-3}\%$ и $3,8 \cdot 10^{-3}\%$ Cu. Подобная закономерность улавливается и при анализе их количества по другим массивам и породообразующим минералам.

Исследования показали, что от общего количества этих элементов в породах на долю породообразующих минералов приходится 50—70%. При этом Pb сосредоточен в основном в полевых шпатах, а Zn и Cu — в биотите и амфиболе. Оставшаяся часть (30—50%) образует акцессорные минералы (галенит, халькопирит, сфалерит и т. п.) или концентрируется в остаточном расплаве. Если учесть, что содержание вышеотмеченных акцессориев в гранитоидах не превышает 25—40 г/т, а Pb, Zn и Cu дают высокие концентрации, то следует ожидать в данном районе крупные скопления этих элементов. Действительно, на сегодняшний день на правом берегу р. Ангрэн насчитывается более 30 свинцово-цинковых и медных проявлений. Кроме того, имеется много кварцевых жил с халькопиритом и золотом, зоны вторичных кварцитов с медной зеленью, шлаковые поля и древние горные выработки, свидетельствующие о добыче здесь в прошлом этих полезных ископаемых.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ КЫЗЫЛКУМСКАЯ ГРУППА ИНТРУЗИВОВ ГРАНИТОИДНЫЕ ИНТРУЗИВЫ ТАМДЫНСКИХ ГОР

ОБЩАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИВОВ

Тамдынские горы расположены в Центральных Кызылкумах, относятся к северной группе гор Западного Узбекистана и являются естественным продолжением герцинских сооружений Нуратау.

По И. Х. Хамрабаеву (1958), северная часть Тамдынских гор входит в Кызылкумский полиметаллический пояс, а южная — в Нуратинский золоторудный.

Тамдынский горный массив — один из немногочисленных участков, где проявления гранитоидного, базальтоидного и ультрабазитового магматизма пространственно соприкасаются. Это дало нам основание выбрать Тамдынский гранитоидный массив и его апофизы в качестве объекта для сравнительного петрографо-геохимического изучения.

Гранитоидный магматизм в пределах современного уровня среза Тамдынских гор проявился в виде одноименного массива в северо-западной части гор и ряда мелких выходов (несколько десятков и сотен м²) в северо-восточной части, в ур. Аджырыкты, Джаманкынгыр, Сарыбулак, Тамдыбулак (Притамдынский участок, по И. Х. Хамрабаеву, 1951), а также в юго-восточной части в пределах Мурунтауского поля. В настоящее время в результате геофизических и буровых работ установлено, что Тамдынский массив продолжается под мезокайнозойским покровом на север и северо-восток на 15—20 км и полого погружается на восток и юго-восток, образуя выступы (Ахмеджанов и др., 1964; Фузайлов, 1965) на участках Аджырыкты и Тамдыбулак. Это предположение основано, кроме геофизических данных, еще на некоторых петрографических фактах. Прежде всего, значительные проявления контактового метаморфизма, окоитуренного ранее (Хамрабаев, 1952, 1958) в виде отдельных изолированных полей гранат-амфиболовых, амфибол-эпидотовых роговиков (Каракинское поле) по саю Аджырыкты, и находки крупнокристаллических ставролитовых роговиков (район Комсомольского озера в юго-восточных окрестностях Тамдыбулака). Ввиду того, что породы

гранат-амфиболовой, амфибол-эпидотовой фаций в открытой части массива проявляются на расстоянии 150—250 м от интрузивов, можно полагать, что на названных участках на таких же глубинах залегают выступы и купола погруженной части интрузива. В пределах этих участков распространены наждаковые тела — продукты термального метаморфизма бокситовых линз. Кроме того, относительно высокотемпературный характер постмагматической минерализации, представленной парагенезисом кварца, иногда альбита, золотоносного арсенопирита. В горах Нуратау такая минерализация, как правило, залегают на расстоянии 0,5—1 км от интрузива (Хамрабаев, 1958).

Петрографическое описание, расчленение Тамдынского массива и некоторых его апофиз дано в 1951—1952 гг. (И. Х. Хамрабаев), а в 1953 г. ряд новых апофиз обнаружили и описали в районе Аджырыкты-Джаманкыргыр геологи-съемщики (М. Л. Рывкин и др., 1954).

Более детальное петролого-геохимическое изучение провели авторы в 1961—1963 гг. При этом Р. А. Магдиевым, Ф. А. Аскарковым и И. Х. Хамрабаевым составлена петролого-геохимическая карта массива. Геохимические исследования по изучению распределения содержания некоторых малых и редких элементов, в том числе и радиоактивных, а так же изучение аксессуаров выполнено И. Х. Хамрабаевым, Р. А. Магдиевым, Т. Саттаровой при участии В. В. Прасаловой. В частности, Т. Саттарова осуществила минералогический анализ всех шлихов-протоочек и определила оптические константы цветных породообразующих минералов и аксессуаров.

З. Сабатаева и М. Шаисламова выполнили работы по химической обработке проб. Петрографическое описание шлифов провели И. Х. Хамрабаев и А. А. Кустарникова. Все работы, связанные с определением абсолютного возраста, осуществили Ф. А. Аскарков и А. Бигаева.

Ниже будет дана петролого-геохимическая характеристика Тамдынского интрузива и некоторых других выходов.

Тамдынский гранитоидный интрузив

Интрузив расположен в северо-западной части Тамдынских гор. Его выход имеет площадь около 20 км² и вытянут в широтном направлении (рис. 12). В восточной части он контактирует с известняками актауской свиты (верхний силур), в юго-западной и южной главным образом с кварц-биотитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми роговиками верхнего силура — нижнего девона и небольшими телами ультрабазитов. Остальные части перекрыты меловыми отложениями. Характер контактового метаморфизма и наличие небольших апофиз в 3—5 км южнее свидетельствуют о погружении интрузива на юг под углом 60—65°, а затем воздыманий его в 4—5 км южнее в пределах асбестового месторождения Тамды.

Интрузив неоднородный, многофазный. В настоящее время выделяются следующие фазы интрузии, давшие соответствующие формации гранитоидов: I — кварцевые диориты и диориты, II — амфибол-биотитовые гранодиориты, III — биотит-амфиболовые граниты, IV — мелкозернистые аплитовидные лейкократовые граниты¹.

Внутри массива, особенно в его северной и северо-восточной частях много даек аплитов, лейкократовых гранитов, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров. В юго-западной части массива имеется 3—4 протяжен-

¹ Нет единого мнения о наличии здесь четырех фаз интрузии. Так, А. А. Кустарникова считает гранодиориты и граниты породами одновозрастными, а интрузив — трехфазным.

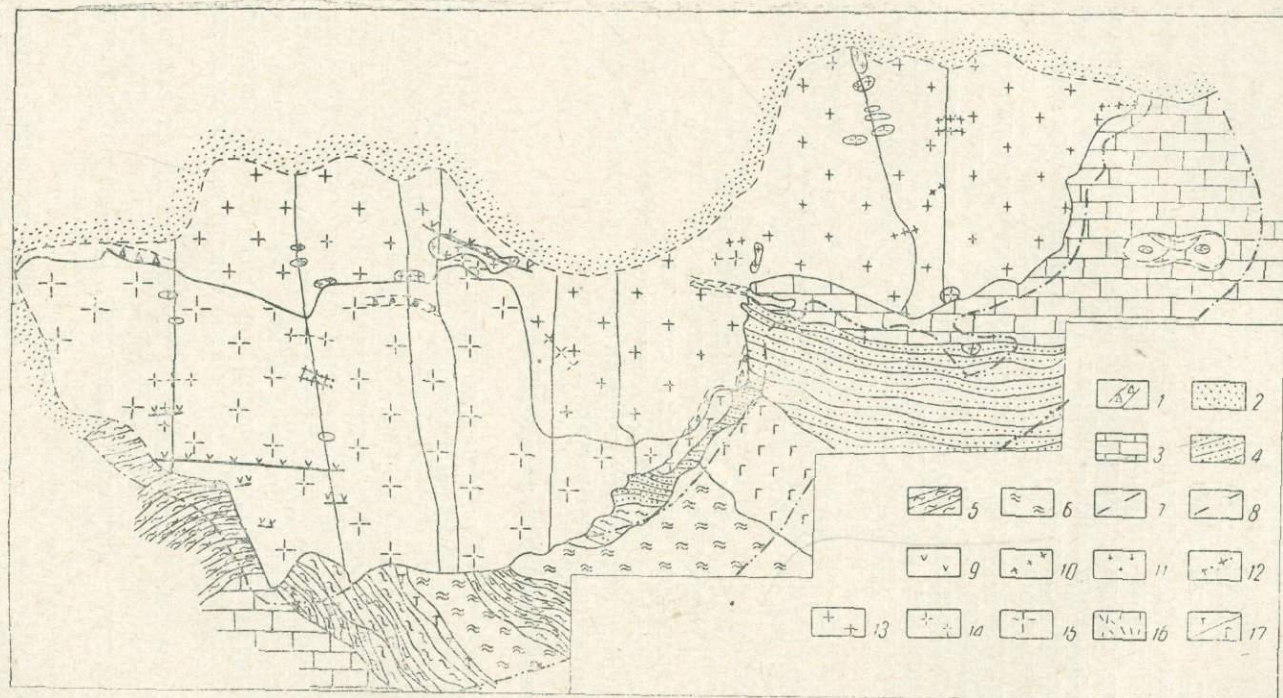


Рис. 12. Схематическая геологическая карта Тамдынского гранитоидного интрузива с данными геохимического опробования (составили Р. А. Магдиев, И. Х. Хамрабаев, Ф. А. Аскарлов с учетом данных А. А. Кустарниковой, А. Мусаева, А. Максумова и др., 1962—1964).

1—зона альбитизации и перитизации; 2—наносы дресвы и пролювиальные супесчаные отложения; 3—мраморизованные известняки; 4—узловатый роговик; 5—андалузит—кварцевый роговик; 6—измененные сланцы и альбитсфирры (зеленокаменная толща); 7—ореол интенсивного термального метаморфизма (область распространения биотитово-кварцевой, кордиеритовой, роговиковой фации); 8—ореол слабого термального метаморфизма (обл. распространения кварцево-хлоритовой, альбит-эпидотовой, зеленокаменной фации); 9—лампрофир; 10—гранит-аллит; 11—мелкозернистый биотитовый гранит (алюсит γ_1); 12—гранит-погфир; 13—крупнозернистый биотитово-амфиболовый гранит (γ_2); 14—гранодиор-т-порфир; 15—крупнозернистый амфиболово-биотитовый гранодиорит (γ_3); 16—мелкозернистый амфиболовый диорит (γ_1); 17—серпентиниты, пироксениты. С севера на юг по интрузиву проведены линии профилей.

ные дайки лампрофиров, окаймляющие весь южный контакт интрузии гранодиоритов. Все дайки субширотного направления и лишь дайки аплита имеют характер пологопадающей пластовой залежи. Встречено 3 жилы пегматитов. Они образуют линзовидные тела субмеридионально-го направления около южного и восточного контактов.

В интрузиве широко распространены различные ксенолиты. Они больше всего наблюдаются в южной и восточной частях. Представлены измененными глыбами и обломками роговиков, песчаников, реже известняков и серпентинитов. Последние превращены в амфиболовые и антигоритовые породы.

Геологический возраст интрузива установлен как последевонский. Абсолютный возраст колеблется от 257 до 280 млн. лет. Среднее значение равно $270,0 \pm 7,4$ млн. лет, что указывает на достоверный нижнепермский возраст. Таким образом, Тамдынский интрузив имеет один возраст и почти одинаковый состав с Нуратинскими интрузивами (например Актауским). Вмещающие породы их также разновозрастные.

Отличительные геологические особенности: 1) значительное участие в составе вмещающих пород сланцев, песчаников, эффузивов и наличие гипербазитов, местами с хромитовыми скоплениями; 2) относительно малая глубина становления, выразившаяся в появлении в жильных и других фациях участков порфириновых и гранофировых структур; 3) относительно меньшая степень метаморфизма вмещающих толщ и очень слабое развитие пегматитов; 4) относительно малая глубинность Тамдынского интрузива и других выходов гранитоидов, что подтверждается также данными определения содержания связанной воды (Э. Искандеров и Т. Далимов).

Кварцевые диориты (обн. 9041/9044/3). Как самостоятельная фаза в составе Тамдынского интрузива выделяется впервые. Раньше (Хамрабаев, 1953, 1958) выделялась лишь на основании одного выхода кварцевых диоритов у род. Куджумды и дайки микродиорита в районе Аджырыкты. Мы установили (1962) выходы кварцевых диоритов в восточной части Тамдынского массива среди известняков Актау (рис. 13) и в северной части интрузива, у дороги Тамды — Чарыкты; между саями Тескудук и Атантай (у стока сая Коскудук). Последний, по-видимому, представляет собой ксенолит среди гранитов.

К числу новых находок диоритовых пород относится три штока среди (обн. 9041/2, 9041/4 и 9041/5) мраморизованных известняков к востоку в 1800 и 2000 м от средней части Тоскудуксая.

Близ контакта известняков с песчано-сланцевой толщей в последней в 600 м к востоку от крупной апофизы гранитного массива и в 150 м к югу от этого контакта наблюдается выход серий диоритовых штоков и даек, а также линзообразные выходы габбро-диоритов (обн. 9044/3, 9044/5).

Породы, слагающие штоки, представлены серыми и светло-серыми

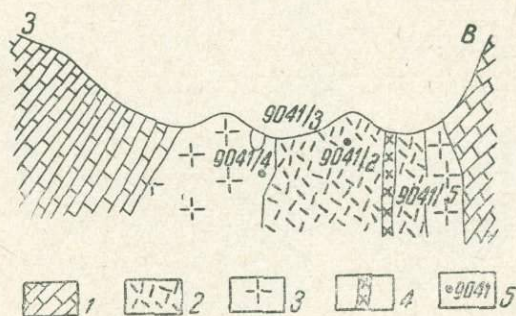


Рис. 13. Взаимоотношение магматических пород к западу от ур. Тескудук (Тамдытау).

1 — мраморизованный известняк (S_2^2), 2 — диорит (C_2-P) (γ_1); 3 — гранодиорит (C_2-P) (γ_2), 4 — пегматитовая дайка, 5 — номера обнажений и образцов.

амфибол-биотитовыми диоритами. Влияние штоков на известняки слабое. Они слабо мраморизованы (размер зерна 0,5—0,1 мм) и уже на расстоянии 1—2 м контактовый метаморфизм почти не проявляется. Это говорит о том, что существующие выходы (5×10 м, 12×75 м) штоков являются верхушками-апофизами более крупного, полого залегающего, падающего на юго-восток, интрузивного массива диоритов. Более древний возраст этих диоритовых штоков устанавливается по прорыванию их амфиболово-биотитовыми гранодиоритами и пересечению пегматитовой жилы мощностью 0,5 и протяженностью 75 м. Появление жилы предположительно связывается с более поздними фазами интрузий.

Контакт гранодиоритов с диоритами активный, в последних наблюдается каемка закалки (рис. 14), что свидетельствует об уже остывшем

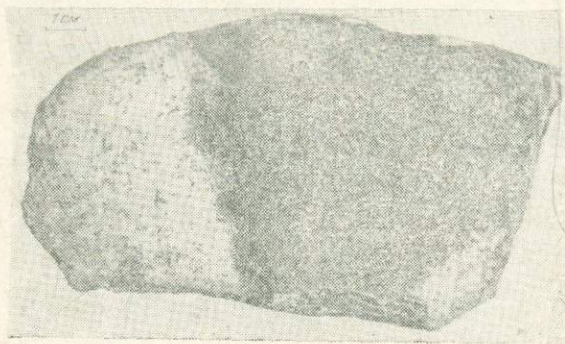


Рис. 14. Обр. 9041/3. Контакт между диоритом и гранодиоритом (полированный штэф). Тамдынский гранитоидный массив.

диорите во время внедрения гранодиоритов (обр. 9041/1). Диориты слагают средние части выхода штока, а гранодиориты — краевые.

Под микроскопом (шл. 9041/2) в диоритах из штока обнаружена гипидиоморфная структура, а в диоритах из апофиз — офитовая. Если в мелких телах структура почти порфировая, то в крупных она равномерно-зернистая.

Выход диоритов вытянут с северо-востока на юго-запад. Западный

контакт падает почти согласно с вмещающими породами (30°). В экзоконтакте наблюдается гофрировка слоев тонкослоистых мраморизованных известняков. В средних частях диоритового тела порода среднезернистая, неравномерно кристаллическая (обр. 9041/2). Отмечается кучное расположение минералов, которые вблизи контакта (обр. 9041/4) с мраморами становятся более мелкозернистыми. На контакте с апофизами гранодиоритов они не меняются (обр. 9041/3), зато в гранодиоритах происходит некоторое обогащение биотитом и его перекристаллизация. Вмещающие породы — серые крупнокристаллические известняки — образуют здесь переклинальную часть складки. На севере простираение пластов северо-западное (320°), угол падения 30°. В западной части простираение на юго-восток, угол падения 30°.

По химическому составу (табл. 23) породы штоков близки к диоритам. При сопоставлении результатов химических анализов диоритов описываемого штока и их апофиз в Аджырыкты выявлена близость их составов. Разница заключается в меньшей титанистости, но большей глиноземности описываемых диоритов из Восточного Тамдынского интрузива.

Кварцевые диориты из мелких выходов (апофиз) среди известняков в 1,8—2 км восточнее Тамдынского массива представлены серыми неравномерно мелкозернистыми породами, которые вблизи контакта иногда переходят в микродиоритовые или порфировые разновидности. Обладают гипидиоморфнозернистой структурой, которая нарушается развитием по плагиоклазу вторичного амфибола и биотита. Главными составными частями породы являются плагиоклаз (50—55%), амфибол (20—30%) и

Биотит (15—20%). Содержание кварца достигает 10%, а калишпата — 2—5%. Аксессуары представлены деформированными зернами апатита и циркона.

Амфибол первичный и метасоматический (шл. 9041/2). Первый — это обыкновенная зеленая роговая обманка ($c:Ng=25^\circ$), образующая цельные идиоморфные кристаллы, плеохроирующие в зеленых и желто-зеленых тонах. Вторичный амфибол, замещающий плагиоклазы и био-

Таблица 23

Результаты химических анализов пород Тамдынского гранитоидного массива, %

Оксиды	Кварцевый диорит из Дже-ректы (Тамды)	Кварцевый диорит	Кварцевый диорит	Гранодиорит	Гранодиорит-порфир	Гранит-порфир	Лампрофир
SiO ₂	54,4	54,10	55,71	75,13	71,43	74,04	56,13
Al ₂ O ₃	14,39	16,89	17,71	13,14	15,08	13,41	17,31
Fe ₂ O ₃	0,87	3,40	0,61	0,91	0,92	1,15	0,92
FeO	7,32	6,32	6,37	0,91	2,00	1,09	5,29
MgO	6,2	3,45	5,98	0,43	2,00	0,87	4,49
CaO	6,15	5,80	7,90	2,80	1,70	0,80	7,10
Na ₂ O	2,57	3,01	2,34	2,32	2,64	3,00	2,54
K ₂ O	2,35	2,57	1,86	4,54	3,72	4,90	2,97
H ₂ O	0,24	1,20	1,300	2,32	0,70	0,68	1,44
TiO ₂	1,1	0,45	0,30	0,14	0,18	0,13	0,36
MnO	0,14	0,14	0,11	Не обн.	Сл.	Сл.	0,13
P ₂ O ₅	0,21	Сл.	Сл.	Не обн.	Сл.	Не обн.	Сл.
П. п. п.	3,7	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CO ₂	1,1	2,76	0,32	0,00	0,00	0,00	0,92
SO ₃	—	Не обн.	Сл.	Не обн.	Не обн.	Сл.	Не обн.
Σ	100,74	100,00	100,51	100,32	100,37	100,07	99,60
Номер пробы	б/н	368	9041/2	9068	9097	9087	9071/1
Авторы коллекций	И. Х. Хамрабаев	А. А. Кустарникова	Р. А. Магдиев				

Аналитик Т. С. Абдуллаев
ИГиГ АН УзССР

тит, образует листоватые агрегаты бледно-зеленой окраски со слабым плеохроизмом ($c:Np=10-12^\circ$).

Биотит представлен рваными чешуйками и листочками с резким плеохроизмом от соломенно-желтого до буро-красного. Это свидетельствует о насыщенности его титаном и относительной бедности железом.

Замещение этого биотита вторичным амфиболом говорит об изменении физико-химических условий в поздних этапах кристаллизации и, возможно, о воздействии натровых газодонных растворов. В некоторых участках интрузивных тел развивается вторичный биотит, наряду с серицитом в плагиоклазах (шл. 9048/1). Кварцевые диориты из ксенолитов в гранитах (шл. 9114/2) в целом такие же, но биотит в них более крупночешуйчатый. Плеохроизм по *Ng* зеленовато-бурый, по *Np* — зеленовато-желтый. Вторичный амфибол здесь не наблюдается, но много

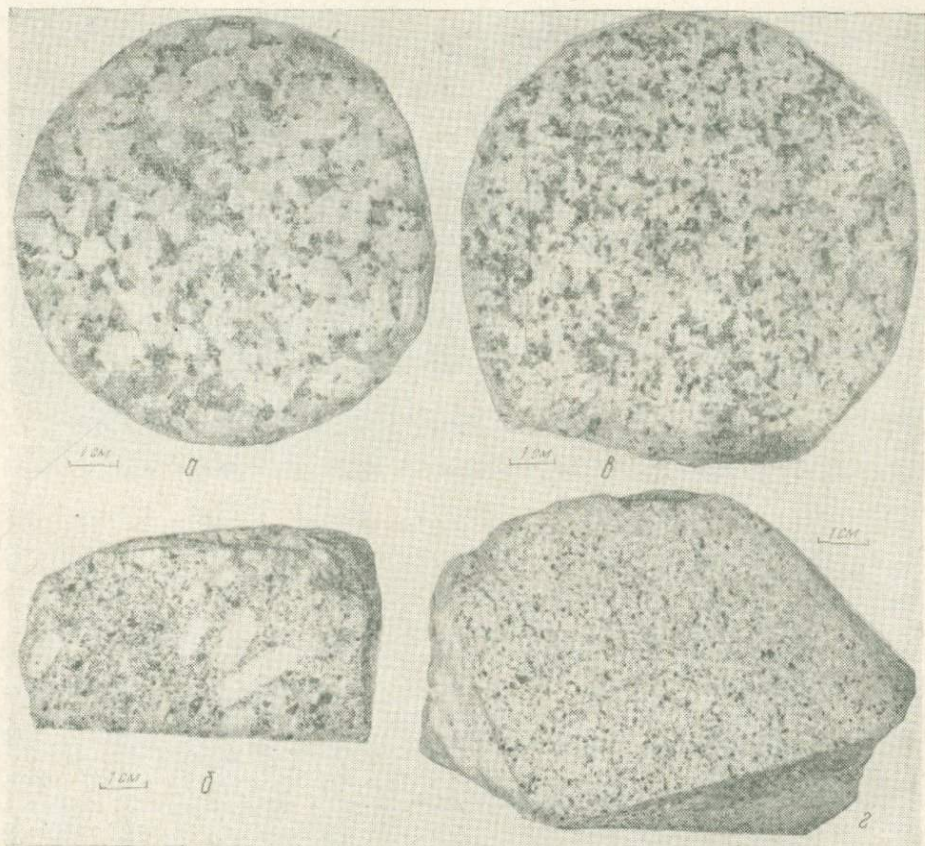


Рис. 15. Полированный штуф (кern) Тамдынский гранитоидный массив:

а—обр. № 1020. Амфиболово-биотитовый гранодиорит с глубины 55 м, ур. Чарыкты; б—обр. № 9097, гранодиорит-порфир, ур. Чарыкты; в—обр. № 1019, биотитово-амфиболовый гранит с глубины 40,5 м, ур. Атантай; г—обр. № 9081, мелкозернистый лейкократовый гранит, устье сая Тескудук.

аксессуаров: апатит, ильменит, сфен, реже ортит. Основные носители ранних выделений мелких совершенных кристаллов апатита и ильменита — плагиоклазы.

На состав диоритов при становлении интрузии влияют процессы ассимиляции. Они интенсивно проявились в эндоконтактах выходов диоритовых штоков.

По химическому составу породы штоков близки к среднему диориду по Дели.

Жильной фазией первой фазы интрузии являются дайки микродиоритов и диорит-порфиритов.

Формация гранодиоритов. Слагает большую часть (8,8 км²) выхода массива и расположена в его юго-западной части. Структура породы гипидиоморфнозернистая (рис. 15, а). Порода сложена плагиоклазом № 19—25 (35—38%), биотитом (3—8%), амфиболом (7—8%), кварцем (20—25%) и акцессорными минералами (апатитом, цирконом), реже ильменитом и магнетитом.

Плагиоклаз представлен удлиненно-призматическими сдвойникованными зернами. Некоторые из них сосюртитизированы и серицитизированы.

Калишпат имеет крупные формы размером в поперечнике 3—4 мм с простым двойникованием, интенсивно замещается альбитом. Содержит пойкилитовые включения кварца и пертитовые вроски альбита.

Биотит встречается в виде табличек со светло-коричнево-бурым плеохроизмом с включениями зерен циркона и рудных минералов.

Амфиболы листоватые с коричнево-зеленым плеохроизмом и сетчатой спайностью, преобладают над биотитом. Наблюдается замещение амфиболов биотитом по трещинам спайности.

Пироксены представлены эгирином (?) со светло-желтовато-зеленым и зелено-темно-зеленым плеохроизмом ($c:N_{g}=0^{\circ}$) с ясной спайностью. Пироксен также замещается биотитом, который развивается по трещинам спайности.

Акцессории представлены игольчатым апатитом, изометрическими зернами ильменита, иногда магнетита, сфена, циркона и ортита. При этом в шлифе наблюдается много мелких трудно диагностируемых включений в биотитах с густыми плеохроическими ореолами, которые условно принимаются за циркон (И. Х. Хамрабаев и др., 1964).

В средней части массива отмечаются мелкие ксенолиты — 3—6 см в поперечнике, переработанные магмой. В краевой и особенно в южной частях количество их увеличивается. Здесь они представлены мелкозернистыми серыми породами, состоящими из темно-оранжевого биотита, плагиоклаза, кварца и реже зеленого амфибола. Описываемые ксенолиты укрупняются и приобретают угловатую форму (0,5—2 м).

Говоря о сохранности форм ксенолитов, мы согласны с точкой зрения И. М. Исамухамедова (1955): «Несмотря на коренное изменение состава ксенолитов, форма их сохраняется». Это говорит о том, что переработка их магмой происходила без плавления, в твердом виде.

Жильная фация этой формации представлена гранодиорит-порфирами и гранодиорит-аплитами (рис. 15, б). Первые имеют субширотное простирание, вторые — меридиональное.

Дайки гранодиорит-порфиров достигают значительных размеров (около 5 км) по простиранию при мощности до 10 м.

Основная масса их гранитовая или аплитовая, состоящая из серицитизированного плагиоклаза (30—35%), кварца (25—30%), калиевого полевого шпата (20—25%) и хлоритизированного биотита (4—5%). Фенокристы составляют 10—15% объема породы и представлены табличками плагиоклаза с неровными краями, реже пятнистого микроклина (с характерной микроклиновой решеткой).

В отличие от предыдущей жильной фации гранодиорит-аплиты имеют меридиональное простирание до 1 км, а мощность едва достигает 2 м. Структура аплитовая, с массивной или слегка гнейсовидной текстурой. Состоят из плагиоклаза № 4—30 (40—60%), слабо пиритизированного микроклина (25—50%), кварца (17—30%), биотита (до 2%). Изредка встречаются турмалин, апатит и циркон. Из вторичных наблюдаются хлорит и мусковит по биотиту или микроклину, серицит и пилит по плагиоклазу, микроклину и др.

Завершающей фазией II фазы интрузии в Тамдынском массиве являются пегматиты, представленные единичными телами. Одно из них наблюдается (в верховьях сая Коскудук в эндоконтакте интрузива) в крупном ксенолите кварцевого альбитофира. Пегматит содержит довольно много турмалина.

Другая пегматитовая дайка наблюдается среди вышеописанного диоритового штока, в 1800 м к востоку от Тескудуксая. Дайка имеет меридиональное простирание при мощности от 0,3 до 0,5 м. Структура ее крупнозернистая, с обильными включениями мечевидного биотита. Состоит из плагиоклаза с кварцем (60—70%) и биотита (30—40%). Аксессуары минералы не обнаружены. Местами отмечается сильная альбитизация.

Формация биотитово-амфиболовых гранитов. Представлена серыми, иногда красноватыми, крупно- и среднезернистыми слабопорфировидными разностями, распространена в юго-восточной, центральной и северной частях выхода интрузива (рис. 15, в).

Крупнозернистые биотитово-амфиболовые граниты краевой фации почти повсеместно альбитизированы и пиритизированы.

Типичные биотитовые граниты состоят из кварца (35—7%), пиритизированного микроклина (37,02%), плагиоклаза № 15—17 (21—4%).

Порода вдали от контакта и ксенолитов имеет среднезернистое строение, светло-сероватую и розовую окраску. В ней ясно различимы листочки биотита, вытянутые призмы амфибола, розовато-белая масса полевых шпатов и серого кварца. При изменении (альбитизации и пиритизации) порода краснеет, биотит тускнеет, кварц становится темным или темно-красным.

Биотитово-амфиболовые граниты (табл. 23) из центральной части интрузива по сравнению со средними типами аналогичных пород по Дели обогащены щелочными алюмосиликатами и кремнеземами, беднее кальцием и магнезиально-железистыми компонентами.

Жильная фация биотитово-амфиболовых гранитов представлена розовато-серыми гранит-порфирами и пегматитами. Первые в виде даек распространены в основном в северной части интрузива. Мощность их варьирует от 0,5 до 5 м, протяженность некоторых достигает 5 км. Если гранит-порфиры имеют широтное простирание, то немногочисленные пегматиты — меридиональное. Пегматиты встречаются редко и имеют простой состав: в основном кварц (35,7%), пелитизированный микроклин (37%), плагиоклаз № 15—17 (21,4%), биотит (5,7%) и ортит с цирконом (0,2%). Изредка встречается флюорит.

Формация лейкократовых гранитов. Образует несколько широтно вытянутых дайкообразных тел среди гранитов предыдущей (III) фазы. Встречаются в северо-восточной и северной частях интрузива. Наиболее распространены к востоку от устьевой части Тескудуксая (рис. 15, г). Протяженность некоторых из них достигает 0,8—1 км и мощность — 40—50 м.

Граниты имеют светло-серую, местами розоватую окраску и мелко- и тонкозернистую, а иногда неравномернокристаллическую структуру. Состоят из кварца, микроклина, плагиоклаза и аксессуариев, которые представлены редкими зернами циркона, флюорита, ильменита (?) галенита.

Жильной фацией IV фазы являются гранит-аплиты, пегматиты и лампрофиры.

Кроме пегматитов, остальные жильные проявления встречаются повсеместно в виде даек мощностью 5—7 м и длиной до 5 км. Гранит-аплиты тяготеют к северным зонам интрузива, образуя крутопадающие,

реже пологие дайки с падением на северо-запад. Их мощность 0,7—1 м. Они имеют красноватую, розовую, реже белую окраску, грубо- и мелкозернистое, иногда слабодорфировидное строение. Состоят из решетчатого микроклин-пертита (40—60%), кварца (30—40%), плагиоклаза № 8—15 (20—30%), мусковитизированного и хлоритизированного биотита (1—3%). Лампрофировые дайки наиболее распространены на юге интрузива. Мощность их колеблется в пределах 0,1—0,2 м при длине до 5 км. Простираение в основном широтное с крутым падением (87°) на север. Залегание южных даек (обр. 9071/1) лампрофиров приурочено к гранодиоритам, а северных (обр. 9187) — к мелкозернистым гранитам (аляскитам).

На достоверный возраст лампрофиров, т. е. что они моложе пород четвертой фазы интрузии, указывает прорывание ими меридиональной дайки гранит-аплитов, располагающихся в 450 м южнее колодца Чацакты.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ ГРАНИТОИДОВ ТАМДЫНСКОГО ИНТРУЗИВА¹

Главные породообразующие минералы

Особенности петрохимии гранитоидов — повышенная кислотность и щелочность с резким преобладанием калия над натрием, умеренная железистость при очень низкой известковистости, способствуют развитию в большинстве пород кварца, щелочных полевых шпатов, биотита, амфибола и железистых аксессуаров.

Плагиоклазы преимущественно кислого и реже (в диоритах) среднего состава. Содержание анортитовой молекулы в плагиоклазах гранодиоритов и гранитов колеблется от 12 до 18—20, редко до 34%. Плагиоклазы сложносдвойникованные, иногда зонарные. При этом краевые части имеют № 8—10, а ядра — 20—22 (шл. 9081). Плагиоклазы из ксенолитов диоритового состава в гранитах содержат рой игольчатых кристаллов апатита, иногда циркона. Часто подвергаются серицитизации, альбитизации и амфиболизации.

Калиевые полевые шпаты представлены пертитовым ортоклазом и микроклином. Пертитизация иногда проявляется очень сильно и приурочивается к двум системам трещин спайности. Но это все же ранний пертит и количество его не превышает 10—15% объема минерала. В зоне юго-восточного контакта интрузива проявляется так называемый пертит замещения в результате позднемагматических (?) процессов (альбитизация). Все это показывает то, что несмотря на преобладающий калиевый характер химизма в породах к концу интрузивной деятельности наблюдается тенденция к повышению концентрации натрия.

Биотит — один из ведущих темноцветных минералов гранодиоритов. Содержание биотита закономерно возрастает от гранитоидов к крупнозернистым гранитам и падает в аляскитах; но часто (в диоритах, гранодиоритах и некоторых участках гранитов) резко падает за счет увеличения количества амфибола. В протопочках это черные блестящие чешуйки, в прозрачных шлифах — листочки и чешуйки зеленоватобурого цвета по Ng и желто-зеленого по Np.

¹ Саттаровой описаны все протопочки и замеры оптических констант цветных минералов. Номера плагиоклазов на Федоровском столике определены А. А. Кустарниковой и частично Ш. Муминовым.

Кристаллооптические характеристики темноцветных минералов гранитоидных интрузий Тамдынского массива

Порода и фаза интрузии	Материал	Показатель преломления			Двуупределение	C:Ng	Общая железистость по В. С. Соболеву	Плеохроизм
		Ng	Nm	Np				
Гранодиорит (II фаза)	Биотит	1,686÷1,687*	1,656—1,663	—	0,05	—	89,85%	Слабо буровато-красный, буровато-желтовато-зеленый
	Амфибол	1,683—1,695	1,67—1,677	1,666—1,682	0,015—0,020	10÷25—27°	—	Травянисто-зеленый светло-желтовато-зеленый
Крупно- и среднезернистый гранит (II фаза)	Биотит	1,683÷1,690	1,644—1,66	—	—	—	85,67÷94,41	Буровато-зелено-желтый
	Амфибол	1,67—1,679	1,73	1,654—1,7	0,017—0,030	23—26°	—	Грязно-зеленый, бледно-зеленый, зеленый
Мелкозернистый гранит (аляскит) (IV фаза)	Биотит	1,704	1,65—1,652	—	—	—	93,93	Бутылочно-зеленый с буроватым оттенком и чисто зеленый
	Амфибол	—	1,662	1,652	0,01	23°	—	Светло-зеленый, зеленый, светло-зеленоватый
Жильная фация (гранит-порфир и гранодиорит-порфир)	Биотит	—	1,66	—	—	—	96,90	Грязно-зеленый с буроватым оттенком
	Амфибол	1,68	—	1,664—1,67	0,01—0,024	10÷22—25°	—	Бледно-зеленый, почти бесцветный, желтовато-зеленый со слабым синеватым оттенком

*Показатели преломления биотитов по Ng определены в ИГиГ АН УзССР В. И. Айзенштатом, а амфиболов — Т. Саттаровой.

Кристаллооптические характеристики изменяются в биотитах в зависимости от разновидности пород, а величины показателей преломления увеличиваются от древних пород к молодым (табл. 24). Приведенные оптические данные свидетельствуют о принадлежности биотитов гранитоидов Тамды к железистому типу (лепидомелан-анниту). Они обладают очень высокими значениями общей железистости (до 95%).

Таблица 24а

Результаты химического анализа биотитов из пород
Тамдынского гранитоидного массива, %

Оксиды	Амфиболово-биотитовый гранодиорит, проба №2	Биотитово-амфиболовый гранит, проба №3	Среднезернистый биотитовый гранит, проба №4	Мелкозернистый лейкократовый гранит, проба №5
SiO ₂	44,20	34,36	35,82	35,94
Al ₂ O ₃	12,00	11,74	13,04	12,66
Fe ₂ O ₃	5,63	4,83	8,83	9,23
FeO	20,88	25,92	24,94	25,40
MgO	3,61	6,60	2,50	2,80
CaO	6,30	5,00	1,40	1,40
Na ₂ O	1,19	0,21	0,36	0,27
K ₂ O	2,92	3,46	5,64	5,47
H ₂ O±	1,08	3,19	3,39	3,12
TiO ₂	2,76	4,32	3,47	3,12
MnO	0,34	0,34	0,33	0,32
P ₂ O ₅	Сл.	0,08	Не опр.	Не опр.
CO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
SO ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,11	99,97	99,77	99,72

Аналитик ИГиГ АН УзССР Е. Ф. Касьянова

Общая железистость	90,2	86,00	92,7	96,2
Магнезиальность, %	9,75	14,18	5,46	6,04
Титанистость, %	6,92	8,65	7,00	6,20
Щелочность, %	3,27	3,03	4,90	4,76

Пр. 2. $(Ca_{0,52}K_{0,29}Na_{0,18})_{0,99}(Fe_{1,34}^{2+}Mg_{0,52}Al_{0,48}Fe_{0,35}^{3+}Ti_{0,16}Mn_{0,03})_{2,88}[(Si_{3,39}Al_{0,61})_4O_{10}](OH_{1,45}O_{0,55})_2$

Пр. 3. $(K_{0,35}Ca_{0,43}Na_{0,03})_{0,81}(Fe_{1,72}^{2+}Mg_{0,78}Fe_{0,29}^{3+}Ti_{0,26}Mn_{0,03})_{3,08}[(Si_{2,73}Al_{1,1})_{3,83}O_{10}](OH_{1,68}O_{0,32})_2$

Пр. 4. $(K_{0,58}Ca_{0,12}Na_{0,06})_{0,76}(Fe_{1,66}^{2+}Fe_{0,53}^{3+}Mg_{0,3}Ti_{0,21}Al_{0,06}Mn_{0,02})_{2,78}[Si_{3,85}Al_{0,15})_4O_{10}](OH_{1,8}O_{0,2})_2$

Пр. 5. $(K_{0,56}Ca_{0,12}Na_{0,04})_{0,72}(Fe_{1,69}^{2+}Fe_{0,56}^{3+}Mg_{0,33}Ti_{0,19}Al_{0,05}Mn_{0,02})_{2,84}[(Si_{2,85}Al_{1,15})_4O_{10}](OH_{1,66}O_{0,34})_2$

Биотиты из крупно- и среднезернистых гранитов, в общем аналогичны биотитам гранодиоритов, но в них преобладает аннитовая молекула. Показатели преломления биотитов из аляскистов несколько уменьшаются и показывают на приближение биотита (например, из пробы 6046/1) к чистому лепидомелану.

Биотиты из пород Тамдынского гранитоидного массива характеризуются высокими значениями общей железистости (86—96%) (табл. 24 а).

Амфибол — один из главных цветных минералов тамдынских гранитоидов. Его содержание в кварцевых диоритах из восточной части интрузива (среди известняков) достигает 30%. В гранитах и адалеллитах из южной части, в районе его контакта с серпентинитами, песчаниками, а также в аляскитах (аплитовидных гранитах) он отсутствует. В протолочках амфибол наблюдается во всех типах пород Тамдынского гранитоидного массива.

Если содержание биотита увеличивалось от древних пород к молодым, то количество амфибола, наоборот, уменьшается в этой последовательности.

Под микроскопом в амфиболе наблюдаются идиоморфные кристаллы, плеохроирующие от светло-желтовато-зеленого цвета по N_r до травянисто-зеленого по N_g (табл. 24).

На основании сравнения величин показателей преломления амфиболов с данными В. С. Трегера (1958) приходим к заключению, что изучаемые амфиболы имеют большую железистость.

Таким образом, в гранитоидах I—III фаз относительно кислый (от № 8 до 32) плагиоклаз повсеместно ассоциирует с железистыми и темноцветными минералами.

Парагенезис относительно кислых плагиоклазов (ряда олигоклаза) с амфиболом и биотитом повышенной железистости в гранитоидах малых глубин является, по-видимому, закономерным. Такие факты установлены А. Н. Кононовым (1965) для гранитоидов Яломанского интрузивного комплекса. Он отмечает, что наиболее основные плагиоклазы, биотиты и роговые обманки с меньшим содержанием железистого компонента встречаются в породах краевой фации каждой фазы, а самые кислые плагиоклазы, максимально железистые биотиты и роговые обманки — в дайковых разностях.

Вместе с тем, величины показателей преломления амфиболов в породах последних фаз интрузии заметно уменьшаются, что говорит о преобладании в них магнезиального компонента (проба 6046/1) над железистыми.

Сравнивая кристаллооптические характеристики изучаемых амфиболов (табл. 24) с литературными данными (Зубков В. В., 1962), приходим к выводу о том, что анализируемые амфиболы в гранодиоритах тяготеют больше к рибекиту, чем к обыкновенной роговой обманке. Такое тяготение особенно четко выделяется для вторичных амфиболов из альбитизированных крупнозернистых амфиболово-биотитовых гранодиоритов (проба 6060), расположенных в 1200 м к северо-востоку от Чарыкты в зоне альбитизации и пиритизации.

Акцессорные минералы

В гранитоидах Тамдынского интрузива и их жильных производных в результате минералогического изучения проб-протолочек установлены следующие акцессории (в порядке убывания общего количества): ортит, флюорит, магнетит, ильменит, циркон, апатит, монацит, сфен, хромит, галенит, анатаз, гематит, шеелит. Из них флюорит, монацит, галенит, шеелит, хромит и анатаз описываются впервые (табл. 25).

Ортит — характерный акцессорий гранитоидов Тамдынского интрузива. Он присутствует почти во всех пробах, за исключением некоторых измененных гранитов (пробы 6034 и др.). При этом максимум его

содержится в полосе юго-восточного и отчасти юго-западного эндоконтактов до 400—1000 м в глубину массива в гранитах и гранодиоритах (700—900 г/т). В полосе южного контакта, где имеется влияние ассимиляции эффузивов, базитов и гипербазитов ортита мало; его количество здесь редко достигает 5—10 г/т. В целом в северо-западных частях также мало ортита. Из 5—6 проб только в двух 100—260 г/т, в остальных тысячные доли.

В шлифах ортит фиксируется в виде овальных или пластинчатых включений в плагиоклазах или интерстициях зерен. Они имеют отчетливое зонарное строение и сильный плеохроизм. В протолочках встречается главным образом в слабоэлектромагнитной фракции в виде мелких (0,03—0,5 мм) хорошо выраженных призм. Твердость 5—5,5, цвет бурый до черного, блеск смолистый. В тонких осколках просвечивает бурым, зеленовато-бурым или красновато-бурым цветом. Чистые коричневые зерна имеют $N_g = 1,734 \div 1,742$; $N_r = 1,702 \div 1,712$ (пр. 6039 и 6041) — из хлоритизированных амфиболово-биотитовых гранитов. Наблюдается тесная ассоциация ортита в малоизмененных породах с магнетитом, а в более измененных — с флюоритом.

По данным активационного анализа, выполненного сотрудником Института ядерной физики АН УзССР А. Бабасвым, ортит из среднезернистых гранитов Тамдынского массива (проба 6008/1) содержит $La = 6,7\%$; $Ce = 13,4$; $Pr = 1,3$; $Nd = 7,0$; $Sm = 0,3$; $Eu = 0,5$; $Dy = 0,05\%$.

Циркон также присутствует во всех пробах, но лишь в Коскудуксае и кое-где в северо-западной части достигает значительных содержаний (50 г/т и выше, в одной 480 г/т).

Моноцит также мало характерен для данного интрузива, присутствует только в четырех пробах.

Магнетит установлен в 70% проб. Больше тяготеет к юго-восточным и юго-западным контактам (так же, как и ортит). Максимум содержания — 253 г/т (пр. 6008) из гранитоидов юго-восточного эндоконтакта по саю Коскудук, в остальных — первые десятки г/т. Интересно появление в некоторых хлоритизированных и альбитизированных гранитах вторичного магнетита, впоследствии полностью перешедшего в мартит (пр. 9098).

Хромит — один из специфических аксессуаров Тамдынских гранитоидов. В теле интрузива он фиксируется пятнами, достигая на некоторых участках 400 г/т (пробы 6056, 6057 в западной и северо-западной частях массива). В таких пробах несколько повышено содержание магнетита, а остальных аксессуаров — циркона, ортита, апатита очень мало.

В прозрачных шлифах (шл. 21 к) хромит имеет вид овальных разложенных зерен, с краев просвечивающих красным цветом. В протолочках мелкие (до 0,2—0,3 мм) неровные зерна. Цвет черный, в тонких осколках красновато-бурый, черта коричневая, плеохроизма нет. Изотропный, излом неровный до неяснораковистого, спайности нет. Блеск смолистый. Показатель преломления высокий ($> 1,78$). Удельный вес, определенный микрообъемным методом, 4,66; твердость > 5 . В искусственных шлихах концентрируется преимущественно в средне- и слабоэлектромагнитной фракциях.

Ниже приводим результаты спектральных анализов (%) хромита из гранитов и из шлиров в ультрабазитах этого же района (по данным А. Мусаева).

Минерал	Cr	Mg	Fe	Al	Ca	Mn	Ti	Ni	Co	V	W
Хромит из биотитово-амфиболовых гранитов (по И. Х. Хамрабаеву и Т. Саттаровой)	Много	>1	1	1	0,п	0,п	0,п	0,0п	0,0п	0,0п	1
Хромит из шлиров в ультрабазитах (по А. Муцаеву)	Много	>1	1	1	0,п	0,0п	0,0п	0,0п	Нет	Сл.	Нет

Сравнение этих данных позволяет говорить о ксенокристалльной природе хромита, связанной с ассимилированными ксенолитами хромитсодержащих гипербазитов.

Флюорит также является специфичным аксессуаром тамдынских гранитоидов. Он в количестве от 50—100 до 200—250 г/т встречается в 85% проб гранитоидов. Максимальные его количества (900 и даже 2610 г/т) наблюдаются в измененных разностях пород в средних и северных частях массива. В пробе хлоритизированного и альбитизированного гранодиорита из устья сая Коскудук вблизи дороги (пр. 6041/2), наряду с высокими содержаниями флюорита (2610 г/т) и ортита (916 г/т) присутствуют такие рудные аксесории, как шеелит (37 г/т) и галенит (37 г/т).

В прозрачных шлифах он в виде правильных выделений или вросков заключен в полевых шпатах. В протолочках дает неправильные оскольчатые зерна с совершенной спайностью. Отмечаются 2 разновидности флюорита: почти бесцветный, прозрачный и бледно-фиолетовый, полупрозрачный. Вероятно, это разные генерации. Показатель преломления 1,430—1,435, изотропный, блеск стеклянный. Часто ассоциирует с галенитом (отмечается грубая прямая корреляция их содержания), но есть случаи сростков с цирконом (пр. 6041/2). При этом флюорит более поздний.

Рентгеноспектральный анализ минерала, кроме большого количества кальция и фтора, показал в обеих разновидностях наличие примесей La и Y в сотых, Yb — в тысячных долях процента. Кроме того, в бесцветной разновидности присутствует до сотых долей бериллий.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ ТАМДЫНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА

Петрохимические особенности

При сравнении результатов химических анализов гранитоидов Тамдынского интрузива с Актауским (в Южном Нуратау) и средних их типов отчетливо выступает целый ряд отличительных черт химизма. Во-первых, относительно кислый характер исследуемых пород и их чрезвычайная бедность известью. Так, граниты III фазы Тамды по сравнению со средним составом биотитовых гранитов Актау беднее известью в 4 раза (0,50—0,70% против 2,14—2,60%), а гранодиориты II фазы беднее известью в 2—2,5 раза по сравнению с кварцевыми диорит-гранодиоритами того же интрузива (Хамрабаев, 1958). Это обстоятельство при умеренном содержании суммарного железа послужило причиной слабого развития в тамдынских гранитоидах типичных известковых аксесориев — апатита и сфена, хотя валовое содержание пятиоксида фосфора в тех и других примерно равно. В связи с этим, фосфор связывался с редкими землями, а часть железа оказалась в избытке, с образованием

альменита и ортита. Другой отличительной чертой является резко повышенный калиевый характер режима щелочей при постоянном преобладании калия над натрием. Отношение калия к натрию для пород разных фаз колеблется от 1,6 до 3. Даже в лампрофирах он содержится почти в равных с натрием количествах ($K_2O - 2,90\%$, $Na_2O - 3,06\%$). Распределение калия и натрия в гранитоидах Тамдытау приводится ниже (%).

Порода	Na	K	K/Na
Диориты, кварцевые диориты	2,4	1,7	0,7
Гранодиориты	2,6	3,6	1,4
Граниты	2,7	3,9	1,4
Аляскиты	2,57	3,8	1,4

В результате анализа содержания щелочей в породах Тамдынского интрузива по 10 профилям, выполненным Р. Магдиевым, выявлено неизменное преобладание в породах всех фаз интрузий калия над натрием и его кларками в кислых породах по А. П. Виноградову (1962). Содержание калия превышает кларки в 1,5—3 раза, а натрия часто в 1,2—1,5 раза меньше кларков.

Особенности содержания и распределения некоторых редких и малых элементов

Гранитоиды Тамдынского интрузива анализировались на свинец, цинк, медь, германий, рубидий, цезий, литий, тантал, ниобий, уран и торий (табл. 26).

Свинец в гранитоидных породах распространен повсеместно, накопление его происходит к концу дифференциации магмы (рис. 16).

В гранодиоритах содержание свинца составляет $8,6 \cdot 10^{-3}\%$, что в 3,2 раза больше кларка, по А. П. Виноградову (1962), в гранитах его в 3,3 раза больше, а в аляскитах — в 4,5 раза. Приведенные исследования (табл. 26) поведения свинца в гранитоидных породах Тамдынского массива подтвердили ранее высказанные предположения (Хамрабаев, 1958) о смещении концентрации свинца в сторону более молодых членов интрузии и о связи его с радиоактивными аксессуориями и, самое главное, о выделении свинца в виде самостоятельного минерала — галенита. Содержание галенита в Тамдынском гранитоидном массиве увеличивается от древних пород к молодым (табл. 25).

Наблюдается заметная связь поведения свинца и урана как в гранитоидных породах, так и в приуроченности повышенного содержания свинца к ураноносным аксессуарным минералам.

На площади массива содержание свинца в центральной и периферической частях различно. Так, в гранодиоритах из центральной части массива содержание свинца колеблется в пределах $0,005 - 0,015\%$, при среднем значении $12,6 \cdot 10^{-3}$ ($0,012\%$). В периферической соответственно $(5,0 \div 8,0) \cdot 10^{-3}\%$ при среднем значении $6,5 \cdot 10^{-3}\%$.

В гранитах в первом случае содержится от 2,0 до $10,0 \cdot 10^{-3}\%$ при среднем значении $6,6 \cdot 10^{-3}\%$, а во втором — соответственно $(8,0 - 8,0) \cdot 10^{-3}\%$ при среднем значении $8,0 \cdot 10^{-3}\%$.

В аляскитах колебание содержания свинца в общем выражается в $(8,0 \div 10,0) \cdot 10^{-3}\%$ при среднем значении $9,0 \cdot 10^{-3}\%$.

Из приведенных выше данных можно заключить, что свинец в гранодиоритах чаще концентрируется в центральной части (в 2 раза), чем

в эндоконтакте. В гранитах же концентрация свинца от эндоконтакта к центральным частям падает на 17,3%.

Такое распределение содержания свинца в массиве приводит к предположению о приуроченности основной массы свинца ко II фазе интрузии.

Таблица 26

Среднее содержание редких элементов в породах Тамдынского гранитоидного массива, %

Фаза интрузии	Порода	K	Na	Li	Rb	Cs	Pb
I	Диорит	1,72	2,38	0,0025	0,008	Не обн.	—
II	Гранодиорит	3,59	2,63	0,0035	0,022	0,0018	0,0065
	Гранодиорит-порфир	3,71	3,01	0,0057	0,0308	0,0024	0,01
III	Гранит	3,94	2,72	0,0019	0,0278	0,00186	0,0043
	Гранит-порфир	3,8	2,57	0,0024	0,0305	0,002	0,002
IV	Мелкозернистые граниты	3,77	2,72	0,0013	0,0258	0,0022	0,009
	Гранит-аплит	3,95	2,82	0,00152	0,0368	0,00252	—

Фаза интрузии	Порода	Zn	Cu	Ta	Nb	Ge
I	Диорит	—	—	—	—	—
II	Гранодиорит	0,0112	0,0225	0,0018	0,0023	0,00006
	Гранодиорит-порфир	—	0,0085	0,003	—	0,000055
III	Гранит	0,0085	0,0175	0,0018	0,002	0,00006
	Гранит-порфир	0,01	—	—	—	—
IV	Мелкозернистые граниты	0,0125	0,005	—	—	0,00013
	Гранит-аплит	—	—	—	—	—

Обогащенность галенитом протоколочек более молодых пород, возможно, связана с выщелачиванием свинца растворами, так как в молодых породах уменьшается концентрация таких минералов-свинцонесителей как биотит.

Восточная часть интрузива аккумулирует меньшее количество свинца в гранитоидных породах, чем западная, где имеется большее распространение гранодиоритов.

По данным Таусона (1961), около 50% свинца гранитоидных пород изоморфно связано с калиевыми минералами. Одними из главных носителей свинца в гранитоидных породах являются калиевые полевые шпаты и биотиты. С дифференциацией магмы обогащенность раствора свинцом заметно повышается (табл. 26), так как наблюдается увеличение содержания галенита от древних пород к молодым. Накопление галенита преобладает над накоплением калия от древних пород к молодым в гранитоидном ряду Тамдынского массива.

Цинк в гранитоидных породах Тамдытау содержится в несколько большем количестве, чем свинец, но и кларк его для тех же пород в 3,0 раза больше (рис. 16).

Если содержание свинца превышало кларк более чем в 3 раза, то содержание цинка превышает кларк в гранодиоритах в 1,85 раза, в гранитах — 1,3, а в аляскитах — 2,1 раза.

В результате анализов выявлено, что содержание цинка в гранитоидном ряду от гранодиоритов к гранитам падает на 28,5%, а к лейкократовым гранитам снова возрастает от $9,6 \cdot 10^{-3}\%$ в гранитах до $12,5 \cdot 10^{-3}\%$ в лейкократовых гранитах.

Но цинк-свинцовое отношение равно в гранодиоритах 1,7, в гранитах 1,3, а в лейкократовых гранитах 1,4. Эти отношения свидетельствуют о равномерности уменьшения содержания цинка и возрастании свинца от древних пород к молодым.

Поведение цинк-свинцового отношения в гранитоидных породах Киргизского хребта (Таусон, 1961) аналогично нашим данным. Так, в

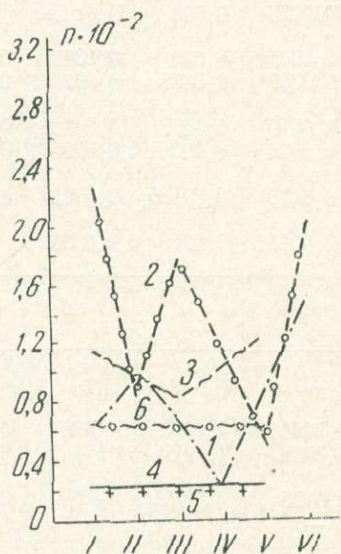


Рис. 16. Распределение свинца, меди и цинка в гранитоидах Тамдытау

1—свинец, 2—медь, 3—цинк, 4—кларк по А. П. Виноградову для свинца, 5—кларк по А. П. Виноградову для меди, 6—кларк по А. П. Виноградову для цинка.

I—гранодиорит, II—гранодиорит-порфир, III—гранит, IV—гранит-порфир, V—аляскит, VI—гранитная дресва.

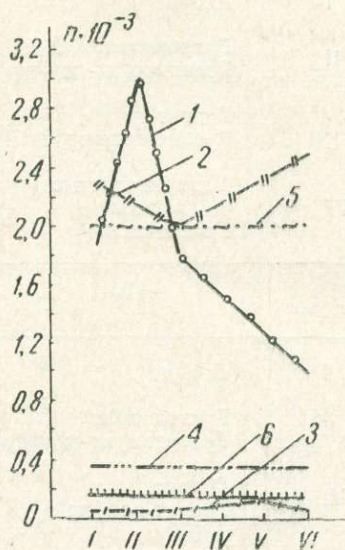


Рис. 17. Распределение тантала, ниобия и германия в гранитоидах Тамдытау

1—тантал, 2—ниобий, 3—германий, 4—кларк по А. П. Виноградову для тантала, 5—кларк по А. П. Виноградову для ниобия, 6—кларк по А. П. Виноградову для германия.

I—гранодиорит, II—гранодиорит-порфир, III—гранит, IV—гранит-порфир, V—аляскит, VI—гранитная дресва.

гранодиоритах Киргизского хребта цинк-свинцовое отношение равно 1,8, в гранитах — 1,9, а в лейкократовых гранитах — 1,2.

Наиболее существенными минералами-носителями и концентраторами цинка в гранитоидных породах, по данным Таусона (1961), являются роговая обманка и биотит, содержащие около 70% всего цинка породы, так как наблюдается тесная кристаллохимическая связь цинка с магнием и железом, которые идут на построение роговой обманки и биотита. При этом цинк находится в роговой обманке и биотите в форме атомного рассеяния, что доказано процессами искусственного выщелачивания, проведенного Л. В. Таусоном (1961).

Процессу выщелачивания подвергались изоморфные смеси цинка в железо-магнезиальных силикатах и изоморфные смеси свинца в ка-

лиевых алюмосиликатах. Из последних при выщелачивании извлекается всего 35% свинца.

Медь также уменьшается от древних пород к молодым (рис. 16).

В гранитоидах содержание меди колеблется в пределах $(5,0 \div 40,0) \cdot 10^{-3}\%$ при среднем $22,5 \cdot 10^{-3}\%$, что в 11 раз больше кларкового значения $(2,0 \cdot 10^{-3}\%)$ по А. П. Виноградову (1962). В гранитах — $(15,0 \div 20,0) \cdot 10^{-3}\%$ при среднем значении $17,5 \cdot 10^{-3}\%$, что в 8,8 раза больше кларка. В лейкократовых гранитах $5,0 \cdot 10^{-3}\%$, т. е. в 2,5 раза больше кларка.

В гранитной дресве содержание меди составляет $20,0 \cdot 10^{-3}\%$, что в 10 раз больше кларка. Повышенное содержание меди в гранитной дресве, возможно, обусловлено тем, что во время выветривания медь перешла из одновалентной в двухвалентную. Это способствовало образованию вторичных медных минералов.

Поведение германия в гранитоидных породах Тамдынского массива мало отличается от выявленной Таусоном (1961) закономерности для гранитоидов Северной Киргизии и других районов.

Содержание германия (рис. 17), оставаясь постоянным в гранодиоритах — $0,6 \cdot 10^{-4}\%$ и гранитах — $0,6 \cdot 10^{-4}\%$, возрастает в лейкократовых гранитах до $1,3 \cdot 10^{-4}\%$. При сравнении этих величин с кларковыми значениями выявлено, что в гранодиоритах и гранитах Тамдынского массива содержание германия занижено в 2,34 раза, а в лейкократовых гранитах аналогично кларковому значению.

Жильная фация гранодиоритов (гранодиорит-порфиры) характеризуется пониженным содержанием германия $(0,55 \cdot 10^{-4}\%)$, рис. 17). В гранитной оно падает до $0,5 \cdot 10^{-4}\%$ (табл. 26), что в 2,8 раза меньше кларка в кислых породах.

Германий, проявляя литофильные свойства, рассеян в магматических породах, но с некоторой приуроченностью к силикатным минералам, так как наблюдается (Таусон, 1961) тесная связь германия с кремнием.

Ниобий в различных местах гранитоидных пород ведет себя по-разному. Содержание его в гранодиоритах колеблется в пределах $(2,0 \cdot 2,5) \cdot 10^{-3}$ (рис. 17) при среднем значении $2,3 \cdot 10^{-3}\%$, что на 13% больше кларкового значения по А. П. Виноградову (1962).

В гранитах пределы колебания составляют $(1,5 \cdot 2,5) \cdot 10^{-3}\%$ при среднем значении $2,0 \cdot 10^{-3}\%$, что равно его кларковому значению. В гранитной дресве содержание ниобия возрастает по сравнению с основными породами и достигает $2,5 \cdot 10^{-3}\%$.

Выявленная тесная кристаллохимическая и геохимическая связь ниобия с титаном (Таусон, 1961) показывает, что ниобий в качестве изоморфной примеси входит в титановые минералы, а также в темноцветные, в которых титан содержится как изоморфная примесь. Л. В. Таусоном рассчитано, что около 50% ниобия концентрируется в сфенах, а остальная часть, как и титан, входит в железомagneзиальные силикаты.

Тантал в кристаллохимическом и геохимическом отношении аналогичен ниобию, но по содержанию в гранитоидных породах Тамдытау и кларковому значению в некоторой степени отличен от него (рис. 17).

Так, в гранодиоритах пределы колебания составляют $(5,0 \div 30,0) \cdot 10^{-4}$ при среднем значении $18,0 \cdot 10^{-4}\%$, что в 5,14 раза больше кларка.

В гранодиорит-порфирах содержание тантала возрастает до $30,0 \cdot 10^{-4}\%$, что в 8,57 раза больше кларка. В гранитах пределы коле-

бания выражаются ($10,0-30,0 \cdot 10^{-4}\%$ при среднем значении $18,0 \cdot 10^{-4}\%$). Это более чем в 5 раз больше кларка (рис. 17).

Кроме этого, если ниобий в гранитах равен кларковому значению, то тантал выше его в 5,14 раза; если содержание ниобия в гранитной дресве выше кларка в 1,25 раза, то тантала уже в 2,86 раза. Ниобий в гранитной дресве аккумулируется больше по сравнению с его содержанием в коренных гранитах; содержание тантала, наоборот, убывает в гранитной дресве по сравнению с его содержанием в гранитах.

Ниобий-танталовое отношение в гранодиоритах равно 1,28, в гранитах — 1,11, а в гранитной дресве — 2,5.

Полученные сведения свидетельствуют о завышенности тантала в гранитоидных породах Тамдытау, так как аналогичные отношения (по К. Ранкама) для гранитов равны 4,8 при содержании ниобия $2,0 \cdot 10^{-3}\%$ и тантала $4,2 \cdot 10^{-4}\%$.

Радиоактивные элементы. Одной из важных задач наших исследований было количественное определение средних содержаний и выяснение форм нахождения урана и тория в интрузивных породах и минералах различного состава и возраста.

Весь массив изучен 9 меридиональными профилями и маршрутными исследованиями. Всего получено более 175 проб, их фракций и мономинеральных выделений.

В результате полевых (гамма-съемки) и лабораторных исследований по гранитоидному массиву Тамдытау выявлено, что гамма-съемкой можно вести картировочные работы при расчленении различных петрографических типов пород.

Так, гранодиориты отличаются своей повышенной активностью от диоритов. Последние, однако, по гамма-активности отличаются от вмещающих их известняков.

Мелкозернистые аляскитовые граниты четко выделяются повышенной радиоактивностью на фоне гранитов, последние в свою очередь отличаются от гранодиоритов незначительными превышениями.

Породы жильной фации, как правило, обладают большей радиоактивностью, чем породы главных фаз интрузии.

Характеризующие радиоактивность элементы распределены по Тамдытскому гранитоидному массиву неравномерно.

Так, выявленная бетта-активность 67 проб, отобранных с массива, характеризует не только различие активности в возрастном отношении, но и особенности распределения радиоактивных элементов в породах внутри одной фазы интрузии.

Наблюдается повышенная бетта-активность в периферических экзоконтактных частях интрузии. В центре она имеет относительно постоянный характер, нарушается лишь мелкими дайками или отдельными зонами изменения.

В породах экзоконтакта по сравнению с центральными частями интрузива наблюдается увеличение активности во вмещающих породах в три раза. Этот факт, возможно, связан с процессом миграции урана из гранитоидного массива во вмещающие породы. Причем эффект миграции тем больше, чем больше пористость и трещиноватость вмещающих пород.

Для изучения природы выявленной радиоактивности мы провели радиохимические анализы отобранных проб с определением Ra (предел чувствительности по Ra в 10-граммовой навеске $0,12 \cdot 10^{-10}\%$) и Th (предел чувствительности по Th в 10-граммовой навеске $0,07 \cdot 10^{-3}\%$) эманационным методом с последующим пересчетом на U и Th. При этом

допускалось, что радиоактивное равновесие в изучаемых пробах между Ra и U, а также между Thx и Th не нарушено.

Параллельно U определен люминесцентным методом в большинстве проб.

Анализ полученных результатов показывает концентрацию урана и тория в гранитоидных породах Тамдытау, в общем закономерно увеличивающуюся к концу дифференциации магмы с заметным преобладанием содержания урана в жильной фации по сравнению с главными породами.

Пределы колебания содержания урана в гранитоидных породах четко отбивают не только отдельные фазы интрузии, но и их фациальные разновидности (табл. 27). Так, в диоритах количество урана колеблется в пределах $(2,01-2,8) \cdot 10^{-4}\%$ при среднем значении (из трех проб) $2,4 \cdot 10^{-4}\%$, что на 25,0% больше кларкового значения для средних пород $(1,8 \cdot 10^{-4}\%)*$.

Пределы содержания тория составляют $(0,43-0,9) \cdot 10^{-3}\%$ при среднем значении $0,66 \cdot 10^{-3}\%$, что равно кларку по диоритам.

Различно содержание урана и тория в диоритах, внедрившихся как среди известняков, так и среди сланцев.

На первый взгляд кажется, что диориты при своем внедрении ассимилировали боковую породу (сланцы) и тем самым обогатились ураном на 6—10%. Но если обратить внимание на содержание тория в тех и других диоритовых телах, то станет ясно, что в диоритовом теле, размещенном среди сланцев, содержание тория на 14,2% меньше, чем в штоке, залегающем среди известняков.

В амфиболово-биотитовых гранодиоритах колебание содержания урана по восьми пробам выражается в пределах $(2,75-7,17) \cdot 10^{-4}\%$ при среднем значении $5,24 \cdot 10^{-4}\%$. Содержание тория колеблется в пределах $(0,73-0,512) \cdot 10^{-3}\%$ при среднем значении $2,11 \cdot 10^{-3}\%$. Все эти величины находятся на уровне кларка урана и тория в кислых породах.

Периферическая часть гранодиоритовой интрузии обогащена ураном и торием более чем 1,5 раза по сравнению с центральной зоной — от $4,13 \cdot 10^{-4}\%$ урана и $0,73 \cdot 10^{-3}\%$ тория (проба 9055) до $6,66 \cdot 10^{-4}$ урана и $1,19 \cdot 10^{-3}\%$ тория (проба 9055).

В породах жильной фации (гранодиорит-порфиры и гранодиорит-аплиты) содержания урана и тория лишь в незначительной степени (на 30—40%) превышают таковые в породах главной формации.

Формация биотитово-амфиболовых гранитов по десяти пробам характеризуется пределами колебания содержания урана $(2,5-9,18) \cdot 10^{-4}$ при среднем значении $6,14 \cdot 10^{-4}\%$, что на 42,8% больше кларка. Содержание тория колеблется от $1,2 \cdot 10^{-3}\%$ до $3,69 \cdot 10^{-3}\%$ при среднем значении $2,3 \cdot 10^{-3}\%$, что на 21,7% больше кларка.

Жильная фация этой формации (гранит-порфиры) характеризуется заметным повышением содержания урана (в 2 раза) при одинаковом содержании тория по сравнению с гранитами.

В немногочисленных пегматитах из этой формации констатируется среднее содержание урана $3,45 \cdot 10^{-4}\%$ и тория $1,06 \cdot 10^{-3}\%$, что почти в два раза меньше, чем в самих гранитах.

Эти факты свидетельствуют об отсутствии ощутимой дифференциации содержания тория в породах внутри одной формации.

Лейкократовые граниты наиболее обогащены ураном. По четырем пробам получены пределы колебания $(6,95-14,0) \cdot 10^{-4}\%$ при среднем

* Здесь и далее сравнение ведется с кларковыми значениями по А. П. Виноградову (1962).

Содержания радиоактивных элементов в различных типах пород (Тамдынский гранитоидный массив)

Фазы вседрения	Порода	Кол-во анализов	U · 10 ⁻⁴ %	Th 10 ⁻³ %	Th/U
I	Диориты и кв. диориты диоритовые порфиры	4	(2,01—2,80)/2,40	(0,43—0,90)/0,66	2,75
II	Амфиболово-биотитовые гранодиориты	9	(2,75—7,17)/5,24	(0,73—5,32)/2,11	4,02
	гранодиорит-порфиры	1	10,7	2,06	1,93
	гранодиорит-аплиты	2	(6,50—10,63)/8,56	(1,21—6,06)/3,63	4,24
	пегматиты (турмалинизир.)	1	5,27	1,3	2,47
III	Крупнозернистые биотитово- амфиболовые граниты	10	(2,50—9,18)/6,14	(1,20—3,69)/2,30	3,74
	Среднезернистые биотитовые граниты	8	(1,60—9,64)/5,85	(1,20—3,35)/2,31	3,95
	гранит-порфиры	5	(9,65—16,38)/13,43	(1,20—3,71)/2,38	1,77
	пегматиты	3	(1,29—5,27)/3,45	(0,59—1,30)/1,06	3,08
IV	Лейкократовые граниты	7	(6,95—14,00)/10,39	(1,50—3,09)/2,32	2,32
	гранит-аплиты	5	(2,30—11,7)/7,17	(0,90—1,98)/1,51	2,11
	пегматиты	2	(1,29—3,79)/2,54	(0,56—1,3)/0,93	3,67
	тампрофиры	3	(3,04—5,43)/4,5	(0,90—1,46)/1,16	2,58

значении $10,39 \cdot 10^{-4} \%$, что на 66,3% больше кларка. Содержание тория в этой формации не отличается от предыдущих биотитово-амфиболовых гранитов (среднее значение $2,32 \cdot 10^{-3} \%$).

В жильной фации четвертой фазы, представленной гранит-аплитами, пегматитами и лампрофирами, не наблюдается увеличения содержания ни урана, ни тория по сравнению с породами главной формации. Это подтверждает ранее высказанное мнение (Хамрабаев, 1958) об обедненности магмы последних фаз Тамдынского интрузива редкими и рассеянными элементами.

Во вмещающих породах (сланцах) на удалении от контакта 2000 м содержание урана находится в пределах $(0,53-4,48 \%) \cdot 10^{-4} \%$ при сред-

Таблица 28

Распределение содержаний урана и тория по фракциям гранитоидных пород Тамдынского массива, %

Фракция	U	Th
Кварц-полевошпатовая (легкая фракция, уд. вес < 2,9)	$\frac{34,0+82,0}{55,0}$	$\frac{40,5-85,2}{59,2}$
Тяжелая (уд. вес > 2,9)	$\frac{15,0+62,0}{42,5}$	$\frac{20,0+56,0}{38,8}$
Амфиболовая	$\frac{4,7+22,6}{13,6}$	$\frac{2,6+5,6}{4,1}$
Биотитовая	$\frac{5,1+25,0}{13,1}$	$\frac{3,1+14,5}{9,5}$
Ортитовая	$\frac{5,0+25,0}{14,2}$	$\frac{50,0+72,0}{61,5}$
Цирконовая	$\frac{27,0+68,0}{43,7}$	$\frac{13,0+27,5}{20,3}$

нем значении $2,45 \cdot 10^{-4} \%$, что на 18,5% меньше кларков сланцев, а содержание тория колеблется в пределах $(0,06-1,57) \cdot 10^{-3} \%$ при среднем содержании $0,74 \cdot 10^{-3} \%$. Это на 26,0% меньше его кларков. В сланцах эндоконтактной части массива содержание урана и тория возрастает в 1,5 раза по сравнению с кларками.

Приведенный баланс распределения урана и тория в различных типах пород Тамдынского гранитоидного массива показывает, что главная масса урана от 34,0 до 82,0% при среднем содержании 55,0% и тория от 40,5 до 85,2% при среднем содержании 59,2%, рассеяна в породообразующих минералах (табл. 28). На долю аксессуарных минералов приходится от 15,0 до 62,0% при среднем 42,5% урана и от 20,0 до 56,0% при среднем 38,8% тория.

В результате опытов по искусственному выщелачиванию радиоактивных элементов из пород и минералов (Магдиев, Шансламова, 1966) установлено, что в гранитоидных породах Тамдытау существующие рассеянный радий и торий-икс можно легко извлечь специфическими слабыми растворителями. Например, 5%-ным водным раствором углекислого аммония с добавлением перекиси водорода в среднем из гранитоидных пород извлекается 40,5% радия и 42,5% тория-икс, из кварц-полевошпатовой фракции — 12,7% радия и 66,7% тория-икс, а из биотитовой фракции 60,1% радия и 25,0% тория-икс.

Альбитизированные граниты Тамдынского массива (рис. 18) содержат в 3,5 раза урана больше, чем неизменные граниты (Магдиев, Шаисламова, 1966). Процесс образования альбитизированных гранитов связан с миграцией урана из промежуточной зоны, тогда как торий из этой зоны выщелачивается, или будучи более инертным элементом, не обогащает альбитизированные граниты.

Анализируя вышеизложенное, мы приходим к заключению, что Тамдынский гранитоидный массив, начиная с первой фазы, обогащен ураном

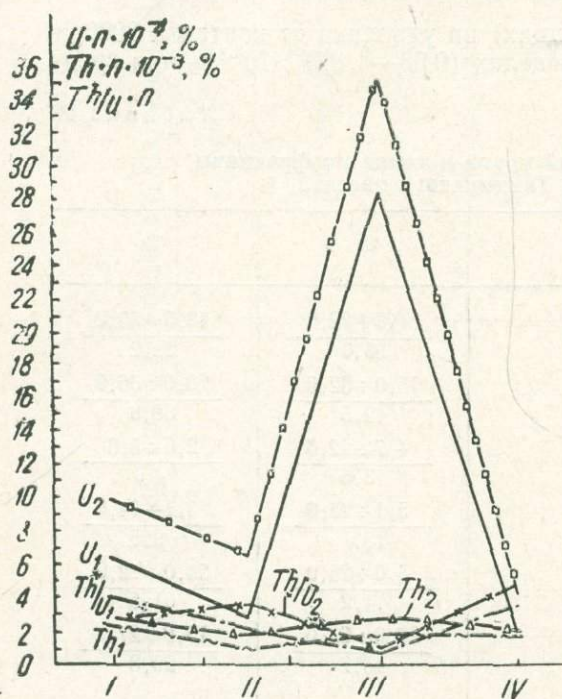


Рис. 18. Сравнительная характеристика распределения радиоактивных элементов по нормальным и альбитизированным гранитам Тамдынского массива.

I—гранит, II—выщелоченный гранит, III—альбитизированный гранит, IV—выщелоченный альбитизированный гранит.

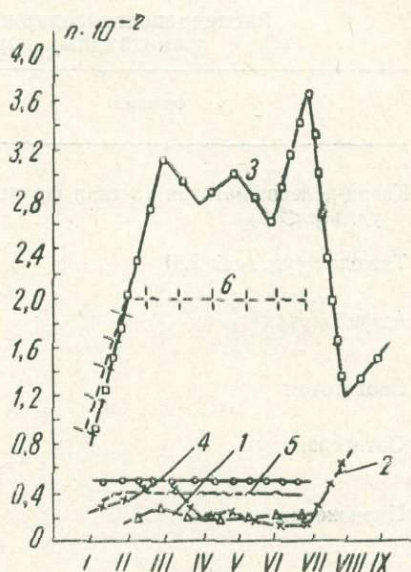


Рис. 19. Распределение редких щелочей в гранитоидах Тамдытау.

1—цезий, 2—литий, 3—рубидий, 4—кларк по А. П. Виноградову для цезия, 5—кларк по А. П. Виноградову для лития, 6—кларк по А. П. Виноградову для рубидия.
I—диорит-гранодиорит, II—гранодиорит, III—гранодиорит-порфир и гранодиорит-аплит, IV—гранит, V—гранит-порфир, VI—аляскит, VIII—гранит-аплит и пегматит, VIII—лампрофир, IX—гранитная дресва.

больше, чем торием. Эта обогащенность возрастает к концу дифференциации магмы (без учета жильной фации). В то же время количество тория, начиная с гранодиоритов, остается постоянным до конца дифференциации магмы (без учета жильной фации). Отсюда вывод, что Тамдынский гранитоидный массив специализирован на уране.

Жильные производные с порфировой структурой более обогащены ураном, чем аплиты.

Редкие щелочи в породах Тамдынских гор определяются впервые (рис. 19). Авторы располагают результатами пламенно-фотометрических определений лития, рубидия и цезия в 65 пробах гранитоидов и частично вмещающих пород. Результаты анализа этих данных (табл. 26) обнаруживают наряду с общими закономерностями некото-

рые особенности, свойственные распределению этих элементов в породах описываемого интрузива.

В процессе дифференциации магмы содержание лития неуклонно убывает во времени в породах более поздних формаций. Так, его количество уменьшается на 52% в гранитах и на 67 в аляскитах по сравнению с концентрацией лития в диоритах. Это обстоятельство в общем обусловлено известным родством лития с магнием и частично с железом.

Рубидий также присутствует в количествах, близких к его кларкам в кислых породах (Виноградов, 1962), местами лишь на 20—25% превышая его (табл. 26).

Цезий характеризуется заниженными (в 2—2,5 раза ниже против его кларков в кислых породах) концентрациями в гранитоидах Тамдынского интрузива (табл. 26, рис. 27). В диоритах цезий не обнаружен, а в гранодиоритах его содержание колеблется от $1 \cdot 10^{-3}\%$ до $2,5 \cdot 10^{-3}\%$ при среднем значении $1,8 \cdot 10^{-3}\%$. В гранитах количество цезия колеблется от $0,7 \cdot 10^{-3}\%$ до $3,5 \cdot 10^{-3}\%$ при среднем значении $1,86 \cdot 10^{-3}\%$. В аляскитах он встречен лишь в одной пробе ($2,2 \cdot 10^{-3}\%$).

Это, вероятно, связано с выносом данного элемента с приповерхностных частей интрузива ввиду его большой растворимости.

Отношение $\frac{K}{Rb}$ в гранитоидах массива хотя и близкое, но в отдельных его формациях заметно колеблется: для диоритов — 215, для гранодиоритов — 163; биотитовых гранитов — 142 и аляскитов — 146. Это говорит о том, что в целом концентрация рубидия от древних формаций к молодым возрастает.

Материалов, демонстрирующих распределение редких щелочей в минералах пород, еще нет. Существуют отдельные факты и разрозненные сведения о преимущественной концентрации рубидия в биотитах, в противоположность мнению некоторых ученых, утверждающих накопление его в полевых шпатах.

Итак, одной из главнейших геохимических особенностей пород Тамдынского интрузива является кларковое содержание в нем лития, рубидия и ниже кларкового — цезия.

Постмагматическое оруденение в Тамдынских горах и его связь с гранитоидным интрузивом

Как уже упоминалось, Тамдынский интрузив характеризуется отсутствием генетической или пространственной связи с ним редкометалльного (W, Mo, Be, Sn) оруденения, если не считать присутствия единичных зерен шеелита в кварц-сульфидно-золотых и кварц-турмалиновых жилах Притамдынского участка и Мурунтау. В пространственной близости с мелкими телами гранитоидов гор Тамды (Аджрыктынский и Мурунтауский выходы дайковых пород) имеются лишь золоторудный и кварцево-полиметаллический виды минерализации. С действительностью гранитоидных интрузий связаны также проявления хризотил-асбеста, талька и лиственитов среди гипербазитов.

В целом постмагматическая минерализация в пределах открытой части Тамдынского интрузива представлена главным образом альбитизацией, частично пиритизацией и эпидотизацией. Каких-либо заметных проявлений оруденения не фиксируется, но они, в особенности альбитизация, служили фактором, обуславливающим перераспределение радиоактивных элементов.

Кратко рассмотрим проявления золотого и свинцового оруденений.

Золотое оруденение в виде кварц-золото-арсенопиритовой, кварц-карбонат-золото-сульфидной и золото-антимонитовой формаций локализовано в двух районах: Притамдынском (Тамдыбулакском, по Л. З. Палей) и Южно-Тамдынском (Бесапан-Сугралынской полосе, по И. Х. Хамрабаеву).

Притамдынское поле представляет собой зону окварцевания в порфиритах и песчаниках S_2-D_2 возраста. В этой зоне, имеющей северо-восточное субширотное простирание, золото приурочено к арсенопириту, реже к другим сульфидам и после их окисления освобождается в виде высокосеребристого золота (электрума). Скопления окисленного золотосодержащего арсенопирита образуют мелкие, не выдержанные по мощности и длине линзы («бонанцы»). Описываемое поле находится в 25 км от открытой части Тамдынского интрузива, а от предполагаемого по данным геофизики и бурения юго-восточного контакта всего в 7—8 км. Ближайшие выходы гранитоидов в виде даек диорит-порфиритов и гранофиоров находятся в 3—3,5 км юго-западнее аула Аджрыкты.

Южно-Тамдынская (Бесапан-Сугралынская) полоса приурочена к области распространения нижнепалеозойских, а по новым данным О. Н. Халецкой и др., докембрийских с редкими прослоями метаморфизованных эффузивов. В Мурунтауском участке, находящемся на востоке этой полосы, особенно в его юго-восточной части, интрузивные образования проявлены в виде серии даек, представленных микродиоритами, гранодиорит-порфирами и аплитовидными породами. На участке происходит более высокотемпературная постмагматическая минерализация: турмалинизация, альбитизация и высокотемпературное окварцевание; альбито-кварцевые, турмалин-кварцевые и окварцованные породы (жилы) содержат золотосодержащий арсенопирит, самородное золото, шеелит и другие минералы.

Далее на запад и северо-запад (где число даек убывает) преобладают зоны окварцевания и мощные кварцевые жилы с пиритом, карбонатом, субмикроскопическим самородным золотом, реже арсенопиритом и другими сульфидами. Западнее Бесапана и Куджумды, где интрузивные проявления почти отсутствуют, преобладают кварц-карбонатные жилы и зоны окварцевания. Появляются кварц-антимонитовые сульфидно-золоторудные, реже кварц-полевошпат-арсенопирит-метасоматические жилы с золотом в доломитах (рудоявления Куджумды). Эта полоса, в частности, Мурунтауское поле, ассоциирует с дайками гранитоидов, которые мы, так же как изучавшие этот район геофизики (Храмышкин П. В. и др.) считаем апофизами нескрытого гранитоидного массива. По данным магнитометрических и гравиметрических исследований этот массив находится на глубине около 1000 м. По мнению П. В. Храмышкина, наиболее интенсивная золотая и прочая минерализация Бесапан-Сугралынского поля совпадает с выступами этого массива и его апофизами.

Поле золотой минерализации находится в 16—20 км на юг от описанного нами Тамдынского интрузива и его ближайших апофиз и, естественно, нет оснований говорить о непосредственной связи минерализации с этим массивом. Единственное предположение — это связь золотой минерализации с нескрытыми массивами гранитоидов, свидетелями которых являются вышеупомянутые дайковые тела.

При оценке рудоносности Тамдынского гранитоидного массива мы обращаем внимание на два момента.

1. Более трети выходов Тамдынского интрузива перекрыто мезокайнозойскими отложениями и простирается далеко на северо-восток и северо-запад от описанной нами части. Мы знаем петролого-геохимические

особенности и минерализацию лишь небольшой юго-западной периферийной части интрузива. Последняя размещена среди песчано-сланцевых, эффузивных образований и известняков силура и девона, в литологическом отношении представляет собой частью неблагоприятную (известняки), частью же малоблагоприятную (основные эффузивы и интрузивы) среду для золотой минерализации. В этих условиях обеднения кремнеземом образование мощных зон окварцевания и кварцевых жил с золотом почти невозможно. Но возможны здесь иные не типичные формы минерализации.

В связи с этим, золотое оруденение в этом районе или не фиксируется, или может быть связано с другими видами минерализации, как например, карбонатно-кварцевые жилы, зоны сульфидизации в эффузивах, роговиках и зоны лиственитизации.

2. Вскрытая часть интрузива находится в пределах Тамдынского синклинория и поэтому в структурном (тектоническом) отношении она малоблагоприятна для размещения золоторудной минерализации.

В то же время большая закрытая площадь массива находится в ядре крупной антиклинали. Фрагменты ядерных частей этой антиклинали в виде гравелитов и песчаников обнажаются в северном подножии известняковой горы Актау. Таким образом, Притамдынское золоторудное поле оказывается продолжением этой антиклинальной структуры в зоне пологого погружения закрытой части Тамдынского интрузива. Но и она, занимая такое в структурно-тектоническом отношении выгодное положение оказывается в не очень благоприятной среде, а размещена в верхнем структурном ярусе, сложенном песчаниками и эффузивами S_2-D_1 , в то время как Бесапанское и Мурунтауское поля размещаются в нижнем ярусе (S_1-Pz_1).

Отсюда вывод, что Притамдынское поле является верхушкой золоторудных зон, на 400—600 м ниже, в полосе известняков может быть зона пережима или выклинивания, а глубже, в песчано-сланцевом ярусе — снова золоторудное оруденение, но уже в восточных флангах зоны, в пределах гор Балпантау. То же самое можно ожидать в юго-западной и западной частях Тамдынского интрузива.

Свинцовое оруденение в виде редкой вкрапленности галенита в кварц-карбонатных жилах с нигрином (железистым рутилом) отмечено в известняках Шушактау, на северо-востоке Тамдынских гор и в кварц-карбонатных жилах с золотом, пиритом и халькопиритом на юге.

Оба вида проявления галенита по мелким размерам жил и по очень низкому содержанию свинца не имеют практического значения. Их более подробная характеристика излагается в работе И. Х. Хамрабаева (1958). Там же приводятся данные изотопного состава свинцов, экстрагированных из галенитов кварцевых жил Шушактау, показавшие относительно молодой (верхнепалеозойский) возраст с аномально высоким значением (19, 54) изотопа Pb — 206 (Хамрабаев, 1958). Это обстоятельство связано с возможной ассимиляцией магмой силурийских отложений. Эти данные свидетельствуют о связи свинцовых проявлений Тамдынского района с описанными гранитоидными интрузивами. На основании вышеизложенного, можно сделать следующие выводы о петролого-геохимических особенностях гранитоидов гор Тамдытау.

1. Тамдынский интрузив является полифазным телом, сформировавшимся в нижнепермское время в условиях малых глубин.

2. В породах интрузива ассоциируют относительно железистые амфиболы и биотит с кислыми плагиоклазами (олигоклазами).

3. В петрографическом отношении гранитоиды Тамдынского массива характеризуются относительно высокой железистостью и щелочностью. При этом калий всегда преобладает над натрием. Содержание натрия в 2—3 раза ниже кларков. Эти особенности химизма пород обусловили определенную ассоциацию главных породообразующих минералов и отразились на специфике акцессорных минералов. Наблюдается относительная развитость железосодержащих акцессориев (ильменит, магнетит, ортит) при отсутствии или слабой распространенности таких, казалось бы «ведущих» акцессориев, как апатит и сфен. Встречаются флюорит, галенит и ксенокристалльный хромит.

4. Характерные черты геохимии пород этого массива:

а) повышенное (против кларков в 2—6 раз) содержание свинца, меди, цинка, тантала, урана; б) кларковое или нижекларковое содержание редких щелочей, ниобия и тория.

Нуратинская группа интрузивов

Верхнекарбонный магматический комплекс, состоящий из крупных гранитоидных массивов, широко распространен в пределах Нуратинского хребта.

Выходы гранитоидов образуют цепь выходов, приуроченных к Северо- и Южно-Нуратинскому антиклинориям. Как отмечалось выше, по данным петрологических и геофизических исследований, они трактуется как купола, выступы единого грибообразного батолита. Формирование гранитоидных комплексов гор Нуратау происходило в конце верхнего карбона — начале перми. Нижний возрастной предел этого комплекса устанавливается на основании прорывания фаунистически охарактеризованных среднекарбонных отложений (Темиркабук, Койташ, Ухум, Фаришсай, Раватсай), верхняя возрастная граница по находкам обломков гранитоидов в верхних горизонтах отложений датируется как S_3-P (ур. Кызылмазар).

Нуратинские интрузивы разделяются одноименной долиной на Северную и Южную группы. К группе Северо-Нуратинских относятся Темиркабукский, Устукский, Кошрабадский, Койташский, Акчопский, Синтабский интрузивы и ряд мелких выходов в районе Ухума, Фариша. Из вышеперечисленных массивов более детальным петрографо-геохимическим исследованиям подвергнуты Устукский и Акчопский массивы (рис. 20).

К южной группе относятся Актауский, Нуратинский, Битабский, Каратауский интрузивы. П. Т. Азимов провел детальное петрографо-геохимическое исследование Актауского интрузива и его апофиз: Янгаклинской и Холбашинской.

Устукский массив (площадь более 200 км^2) залегает в песчано-сланцевых сланцах силура. Он приурочен к ядру асимметричной Северо-Нуратинской антиклинали и на современном эрозионном срезе вытянут в широтном направлении. По отношению к структурам вмещающих пород он является секущим.

Акчопский массив расположен в 4—5 км южнее Устукского и имеет площадь около 50 км^2 . Однако, судя по данным геофизических работ и бурения (В. М. Фомина и др., 1964), южная часть Акчопского массива продолжается под современными отложениями на 15—20 км на запад до кышл. Янгитурмуш. Это позволяет считать действительную площадь выходов Акчопского интрузива гораздо большей, достигающей примерно 400 км^2 .

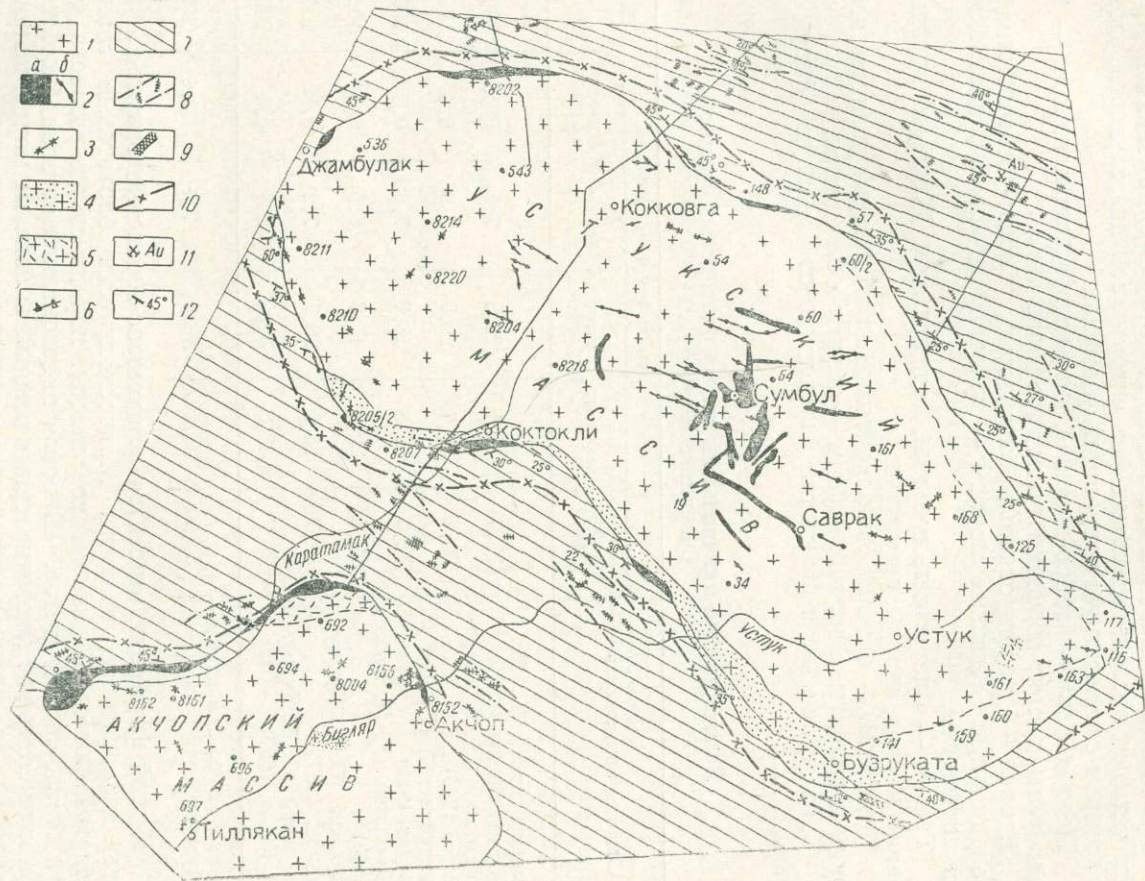
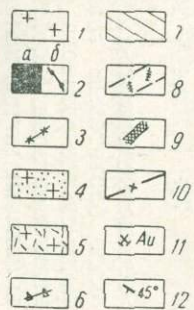


Рис. 20. Схематическая геологическая карта центральной части Северного Нуратау (составил О. Кушмурадов с использованием материалов Н. А. Лосева, И. М. Исамухамедова, И. Х. Хамрабаева, И. К. Лазарева и личных наблюдений, 1966 г.).

1—биотитовый гранит; 2—лейкократовые граниты: а) штокообразные, б) дайкоподобные тела; 3—аплиги и пегматиты; 4—альбитизированные, хлоритизированные биотитовые граниты; 5—мусковитизированные биотитовые граниты; 6—лампрофиты; 7—кремнистые, филлитовидные, слюдяные сланцы и песчаники; 8—зоны окварцевания и кварцевые жилы (с сульфидной минерализацией); 9—скарнированные участки с вольфрамовой минерализацией; 10—зоны ороговикования; 11—древние горные выработки; 12—элементы залегания.

Гранитоидные массивы Северного Нуратау сформированы в результате четырех последовательных фаз интрузивной деятельности, каждая из которых соответствует конкретной формации.

Первая фаза — габбро-диориты, диориты. Жильные породы — микродiorиты, диорит-порфириды и лампрофиры.

Вторая — порфиридные биотитовые, биотит-роговообманковые гранодиориты. Жильные породы — гранодиорит-аплиты, плагиоклазовые порфириды.

Третья — биотитовые граниты, адамеллиты. Жильные породы — гранит-аплиты, аплиты, пегматиты.

Четвертая — аляскит, лейкократовые аплитовидные граниты, пегматоидные граниты. Жильные породы — аплиты и пегматиты.

Биотитовые граниты¹ представляют главную фазу интрузии.

Таблица 29

Количественно-минеральный состав биотитовых гранитов Северного Нуратау, %

Массив, исследователь	Породообразующий минерал					
	плагиоклаз	кальцит	кварц	биотит	акцессорн. минералы	сумма
Темиркабукский (И. М. Исамухамедов, 1955)	31,4	32,1	28,9	7,5	0,35	100,2
Синтабский (И. Х. Хамрабаев, 1948)	25,4	37,9	29,5	7,0	0,4	100,2
Кошрабадский (П. Д. Купченко, 1954)	37,6	32,8	18,0	7,6	0,3	100,0
Койташский (К. Л. Бабаев, 1953)	29,4	22,4	41,8	6,6	0,4	100,0
Устукский (О. К. Кушмурадов, 1967)	32,7	33,2	26,7	7,2	0,52	100,3
Акчопский (О. К. Кушмурадов, 1967)	28,7	33,7	30,6	7,3	0,4	100,1
Среднее по Северному Нуратау	30,9	32,5	29,2	7,1	0,4	100,1

К этой формации относятся равномерно-зернистые биотит-амфиболовые и биотитовые граниты. Макроскопически биотитовые граниты представляют собой равномернозернистые породы светло-розового, серого и светло-серого цветов. Широкая эндоконтактная зона биотитовых гранитов содержит многочисленные ксенолиты боковых пород, количество которых постепенно уменьшается с глубиной, а также к центру интрузивов. В гибридных породах вблизи контактов наблюдается параллельная текстура с общей ориентировкой вытянутых минералов в субширотном направлении.

Минеральный состав формации биотитовых гранитов Северного Нуратау характеризуется выдержанным составом (табл. 29).

Лейкократовые граниты занимают около 5% общей площади массивов. Породы этой формации мелко- и среднезернистые, характеризуются серо-розовой и белой окраской, текстура их массивная, структура — гипидиоморфнозернистая, микропегматитовая, а также аплитовая. Состав пород лейкократовых гранитов соответствует аляскитам.

¹ Объем настоящей работы не позволяет подробно описать все разновидности пород, тем более, что они неоднократно охарактеризованы в работах И. Х. Хамрабаева, И. М. Исамухамедова и др.

По мере приближения к контактам с вмещающими породами и увеличения степени ассимиляции они переходят в гибридные разновидности: лейкократовые, аплитовидные граниты и гранодиориты.

**ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ
УСТУКСКОГО И АКЧОПСКОГО МАССИВОВ**

Во избежание повторения в описании породообразующих минералов гранитоидов каждой формации обоих массивов, ниже даем их общую характеристику.

Главные породообразующие минералы

Плагиоклазы составляют от 15 до 45% объема гранитов и аляскитов (табл. 30).

Таблица 30

**Количественно-минеральный состав аляскитов в гранитоидных массивах
Северного Нуратау, %**

Массив, исследователь	Породообразующий минерал					сумма
	плагиоклаз	калишпат	кварц	биотит	акцессорн. минералы	
Темркабукский (И. М. Исамухамедов, 1955)	5,3	60,6	33,1	0,2	0,03	99,23
Жошрабадский (П. Д. Купченко, 1954)	17,8	43,5	37,4	1,3	—	100,0
Койташский (К. Л. Бабаев, 1948)	25,0	40,9	32,0	1,5	0,3	99,7
Устукский (О. К. Кушмурадов, 1967)	24,8	45,0	28,4	1,6	0,25	100,05
Акчопский (О. К. Кушмурадов, 1967)	18,3	50,0	30,0	1,5	0,3	100,01
Средний состав аляскитов по Северному Нуратау	17,1	50,0	30,8	1,8	0,2	99,9

В гранодиоритах эндоконтактной зоны плагиоклазы образуют три генерации, отличающиеся размерами зерен, составом и формой выделения. Из них плагиоклаз 1 распределен в породах неравномерно и составляет около 12% от общего количества плагиоклаза в гранодиоритах. Эти идиоморфные зерна имеют неустойчивый состав от олигоклаза № 25 до андезина № 47.

Плагиоклаз 2 явно ксеноморфен по отношению к таблитчатым кристаллам плагиоклаза 1. Он составляет около 70% от общего объема плагиоклаза гранодиоритов. Плагиоклаз 3 имеет № 5—14 и составляет 6—7% от всего объема плагиоклазов. В равномернозернистых биотитовых лейкократовых гранитах плагиоклаз содержится в количестве 15—25%. Он представлен двумя разновидностями, отличающимися по составу, форме и размерам зерен.

Калиевый полевой шпат слагает основную часть пород обеих формаций и представлен преимущественно решетчатым микроклином. Он образует две разновидности. Микроклин 1 является количест-

венно преобладающей разновидностью и составляет в обеих формациях более 65% от общего объема микроклинов породы. Микроклин 2 представлен неправильными зернами и располагается в интерстициях мине-

Таблица 31

Химический состав и общая железистость биотитов из Устукского и Акчопского массивов, %

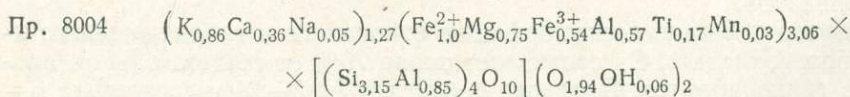
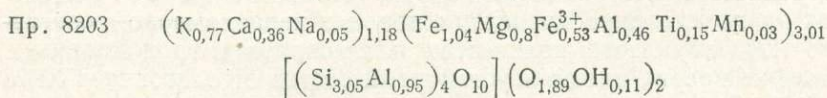
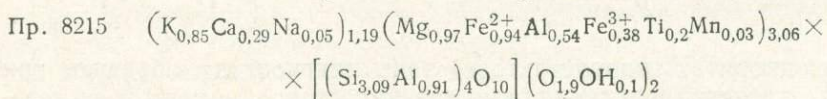
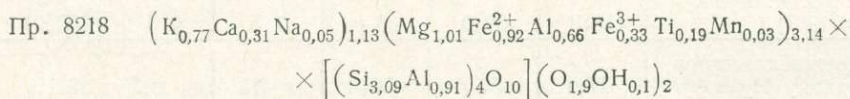
Окислы	Устукский массив			Среднее из трех проб	Акчопский массив		Среднее из двух проб	Биотит из биотитовых гранитов, среднее из 51 пр. (по П. Н. Чирвинскому, 1951)
	8218	8215	8203		8158	8004		
SiO ₂	39,9	40,6	40,7	40,4	36,1	36,3	36,2	36,5
TiO ₂	3,5	3,4	3,2	3,3	2,4	2,6	2,5	1,3
Al ₂ O ₃	17,6	16,1	18,0	17,2	19,0	19,0	19,0	17,2
Fe ₂ O ₃	5,7	6,7	5,0	5,8	8,3	8,7	8,5	8,2
FeO	14,5	14,8	14,6	14,7	14,9	14,4	14,6	14,5
MgO	8,9	8,6	8,9	8,8	6,4	6,0	6,2	8,7
MnO	0,5	0,4	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
CaO	3,8	3,6	4,3	3,9	4,0	4,0	4,0	0,98
Na O	0,3	0,3	0,24	0,3	0,3	0,3	0,3	0,9
K ₂ O	7,8	7,8	7,2	7,6	7,2	8,0	7,6	8,2
H ₂ O	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	—

Общая железистость 73,10 69,40 70,6 81,8 82,8

Магнезиальность 27,0 28,60 28,0 13,2 12,8

Титанистость 8,2 11,14 8,54 6,78 6,72

Щелочность 3,43 4,97 3,64 5,22 4,25



ралов более ранних поколений. Размер зерен микроклина 2 не более 1 мм в поперечнике. Эта разновидность составляет около 30% от общего объема калишпатов.

В микроклинах отчетливо наблюдаются пертиты замещения в виде полосок и пятен размером до сотых долей миллиметра. Пертиты составляют 10—15% объема микроклинов.

Кварц так же как предыдущие минералы, образует две генерации.

Кварц 1 идиоморфный, имеет размер зерен 1—2,5 мм и составляет около 80% от общего количества кварца.

Кварц 2 образует мелкие кристаллы, размеры которых не превышают 0,8 мм. Он образует округлые и бесформенные кристаллы и располагается в интерстициях других минералов.

Биотит — единственный цветной минерал пород обеих формаций — составляет 2—10% от общего объема породы. Он представлен в виде пластинчатых удлиненных и реже короткопластинчатых кристаллов. Биотит в большинстве случаев располагается в промежутках между салыческими минералами. Размеры его зерен достигают 0,5—2 мм. В большинстве случаев биотит содержит включения аксессуаров — циркона, апатита, монацита, ортита и рудных минералов. При этом, в некоторых участках количество включений аксессуарных минералов настолько велико, что биотит обладает ситовидной структурой. Для выяснения состава биотитов нами произведены химические анализы (табл. 31). При сравнении среднего химического состава биотитов Устукского массива с биотитами Советского Союза (по П. Н. Чирвинскому, 1951) наблюдаются следующие отличительные особенности: 1) несколько большее количество SiO_2 , TiO_2 , CaO (соответственно 40,4, 3,3 и 3,9% против 36,5, 1,25, и 0,98%); 2) заметно меньшее количество Fe_2O_3 и K (5,66 и 7,0 против 8,17; 8,23%). Остальные окислы совпадают со средним составом биотитов Советского Союза (табл. 30).

Аксессуарные минералы

Аксессуарные минералы изучались в шлифах и протолочках. В рассматриваемых гранитоидных массивах выявлено и изучено более 20 аксессуарных минералов. Ниже приводится краткая характеристика наиболее распространенных из них — магнетита, ильменита, рутила, апатита, сфена, ортита, циркона, монацита, граната, турмалина, колумбита и др. (табл. 32).

Магнетит является сквозным минералом для всех фаз интрузии и выделяется в магматической и метасоматической стадиях. Количественное содержание его в различных типах пород сильно варьирует. В повышенных количествах он встречается в эндоконтактовых, а также постмагматически измененных разностях гранитоидов.

Ничтожное количество его наблюдается в породах конечных фаз интрузии и жильных дериватах. Установлена зависимость содержания магнетита от количества окисного железа в породах. Например, при содержании в породе 0,15% Fe_2O_3 количество магнетита составляет 100—120 г/т; если окиси железа 0,4%, то количество магнетита достигает 350—400 г/т и т. д. (рис. 21).

Для того, чтобы выяснить, в какой взаимосвязи находится содержание железа в биотите и аксессуарных минералах, был составлен баланс для мономинеральных фракций, согласно которому 50—70% железа расходуется на биотит, а остальное количество, возможно, приходится на долю магнетитов. При этом отмечается парагенезис высокожелезистого биотита с относительно малыми (до 0,01—0,03%) содержаниями аксессуарного магнетита в изученных породах. Исходя из этого, можно полагать, что количественное содержание биотита и его железистость почти полностью отражают железистость гранитоидов, а также количественные и качественные стороны железистых аксессуаров. Подобные выводы о зависимости содержания аксессуарных минералов железа в гра-

Распределение акцессорных минералов в породах Устукского и Акчопского массивов, по данным обработки проб-протолок с учетом 60% потерь, г/т

Номер пробы	Порода	Магнетит	Ильменит	Рутил	Апатит	Сфен	Ортит	Циркон	Монацит	Гранат	Турмалин	Колумбит	Оранжит	Гематит	Пирит	Ураноторит	Эпидот
Акчопский массив																	
8001	Биотитовый гранит	592,0	4,2	0,9	144	—	—	3,2	160	—	—	—	—	р. з.	24,0	—	—
8002	Биотитовый гранит	196,0	4,0	—	202	—	—	161	79,0	—	—	—	—	15,0	64,0	—	582,0
8003	Биотитовый гранит	920	14	0,78	240	0,08	—	140	140	—	—	—	р. з.	—	—	р. з.	128,0
8004	Биотитовый гранит	1052	0,48	387,0	2,8	—	20,8	0,83	—	—	0,3	р. з.	5,0	—	—	—	218,0
8005	Биотитовый гранит	2031,0	—	—	447,0	—	3,2	493	47,0	—	—	—	—	12,0	р. з.	—	96
8006	Биотитовый гранит	784,0	23	—	224	—	—	784	70	—	—	—	р. з.	25,7	3,3	—	37,0
8007	Лейкократовый гранит	352,0	1,9	р. з.	18,3	—	р. з.	р. з.	3,1	2880	1,3	1,1	—	12,7	7,0	р. з.	—
8011	Лейкократовый гранит	168,2	р. з.	—	8,0	—	1,2	р. з.	р. з.	675,2	2,7	2,7	—	—	16,9	р. з.	—
8154	Лейкократовый гранит	102,1	—	—	15,3	—	—	14,8	7,2	840	4,4	3,8	р. з.	—	—	р. з.	—
8157	Биотитовый гранит	860,3	7,3	15,6	319,4	р. з.	5,6	207	17,6	—	—	—	—	—	—	—	25,9
8158	Биотитовый гранит	1095,3	—	р. з.	534	15,0	р. з.	103	4,8	—	5,8	—	р. з.	3,8	—	р. з.	41,8
8160	Пегматит	633,0	38,9	1,8	р. з.	—	—	—	145,0	530	—	12,3	р. з.	—	—	3,1	—
8163	Биотитовый гранит	715,8	12,8	1,7	318,0	10,5	17,5	212	р. з.	—	12,5	—	—	—	18,3	—	171,3
8166	Слабометаморфизованный сланец	12,1	38,4	150,1	18,5	—	8,1	р. з.	—	1985	815	—	—	1460	—	—	—
174	Биотитовый гранит	3132,0	4,0	3,4	300,0	—	1,5	54,5	136,0	р. з.	—	—	—	—	—	—	р. з.
105	Лейкократовый гранит	311,0	—	р. з.	20,0	р. з.	0,4	р. з.	8,0	1454	—	—	—	—	—	—	—
121	Лейкократовый гранит	154,0	—	0,71	4,0	0,7	—	3,0	8,0	2063	—	—	—	—	—	—	—
Устукский массив																	
25	Биотитовый гранит	88,1	3,4	—	63,0	—	2,3	2,0	98,3	—	5,0	0,3	0,2	—	—	—	—
117*	Биотитовый гранит	1100,0	51,4	—	1100,0	5,3	3,0	6,0	26,0	8,0	7,0	—	—	—	—	—	—
114*	Лейкократовый гранит	—	40,0	6,0	20,0	—	—	—	12,7	9,0	720	98	2,0	1,0	—	—	—
129*	Лейкократовый гранит	1260	25,0	22,0	10,0	0,54	0,1	0,1	5,4	1,0	—	0,1	0,1	—	—	—	—
109*	Лейкократовый гранит	358	42,6	1,5	1,5	0,01	—	2,0	2,0	3,0	0,1	0,1	0,1	—	—	—	—

* По данным И. К. Лазарева и Г. Набиева (1963).

нитоидах от состава биотитов были сделаны В. В. Ляховичем (1965).
Ниже приводим химический состав магнетитов (%).

Номер пробы	Массив	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO
8203	Устукский	80	14,50	1,42	0,06
8156	Акчопский	86,0	12,97	1,08	0,09

Примечание. Анализы выполнены в хим. лаборатории ИГиГ АН УзССР, аналитик Т. Абдуллаев.

Апатит — типоморфный минерал всех пород рассматриваемых массивов.

Количество апатита возрастает в направлении от центральных частей интрузивов к их краям и резко уменьшается от биотитовых (400—

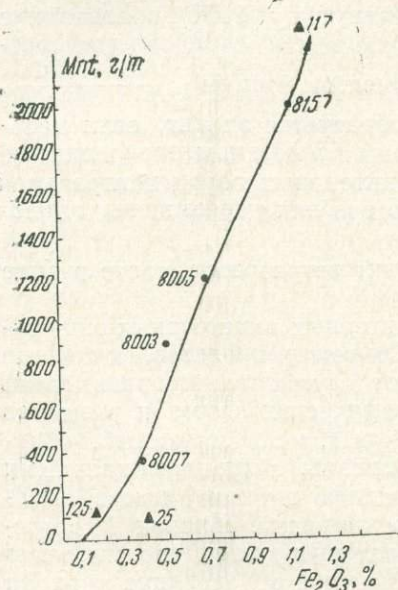


Рис. 21. Схема зависимости колебаний количества магнетита от весового содержания окиси железа (Fe₂O₃) в породах Устукского (точка) и Акчопского (треугольник) массивов.

№ 8003, 8005, 8157, 117 — биотитовые граниты; № 125, 25, 8007 — лейкократовые граниты.

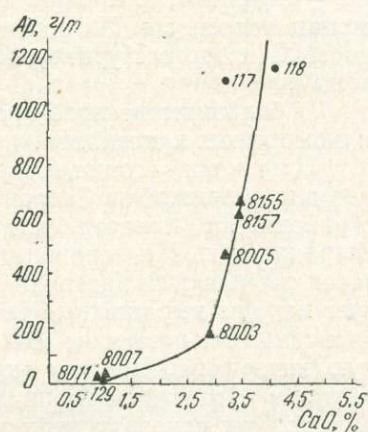


Рис. 22. Схема зависимости колебаний количества апатита от весового содержания CaO в породах Устукского (точка) и Акчопского (треугольник) массивов.

№ 8003, 8005, 8155, 8157, 117, 118 — биотитовые граниты, № 8007, 8011, 129 — лейкократовые граниты.

800 г/т) к лейкократовым гранитам (50—150 г/т) пропорционально уменьшению содержания извести в породах.

Для выяснения количественной зависимости апатитов от содержания некоторых петрогенных элементов (CaO и P₂O₅) в породах составлена корреляционная схема (рис. 22).

Апатит присутствует в породах при содержании CaO не ниже 0,3%. При содержании окиси кальция 0,7—1% количество апатита составляет 100—150 г/т, а при 2,0—2,5% CaO — 200—250 г/т. Наблюдается следующая закономерность: в породах более ранних фаз (диориты гранодиориты) по мере возрастания CaO и P₂O₅ соответственно возрастает также и

количество апатита, а в конечных фазах биотитовый и лейкократовый (граниты) окиси кальция меньше и резко падает содержание апатита; появляются монацит, ксенотим и другие минералы, что хорошо согласуется с имеющимися по этому вопросу литературными данными (И. Х. Хамрабаев, 1958, В. В. Ляхович, 1966, Г. А. Лисицина и др., 1965).

Монацит является одним из характерных минералов гранитоидов центральной части Северного Нуратау. Содержание его в биотитовых гранитах из рассматриваемых массивов колеблется от 10—15 до 150—200 г/т (табл. 32). Высокое качество монацита характерно для неизмененных пород центральной части массивов, тогда как в эндоконтактовых зонах содержание его заметно падает. Это соответствует существующим положениям (И. Х. Хамрабаев, 1958) об антагонизме между кальциевыми акцессориями (апатит, сфен, ортит) и некоторыми редкоземельными и ниобато-танталовыми минералами (монацит, ксенотим, колумбит). По А. И. Тугаринову и Э. Е. Вайнштейну (1959), образование монацита и ксенотима, фиксирующих редкие земли, определяется соотношением главных петрохимических компонентов породы $\frac{\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca}}{2\text{Al}}$.

Если это отношение больше единицы, то образуется апатит, если меньше — монацит, т. е. пересыщенность породы глиноземом определяет ее монацитность. Химический состав гранитоидных пород центральной части Северного Нуратау показывает, что все они пересыщены глиноземом.

В большинстве проб-протолок монацит встречается часто в виде идиоморфных кристаллов.

Циркон — один из ведущих и характерных акцессорных минералов для гранитоидов Северного Нуратау. Он всегда представлен хорошо ограненными кристаллами и отличается от других акцессориев своей сохранностью. На основании кристаллографических форм и размеров зерен выделяются два вида циркона. Циркон 1, мелкозернистый, образуется хорошо выраженные тетрагональные призмы с дипирамидальными окончаниями, размером 0,02—0,08 мм. В шлифе циркон 1 имеет высокую интерференционную окраску третьего порядка. Циркон 1 встречается в биотитовых гранитах, а в лейкократовых количество его резко падает. Как показало микроскопическое изучение, образование циркона происходило на протяжении всего процесса кристаллизации породообразующих минералов. Циркон 1 чаще всего приурочен к минералам раннего образования — плагиоклазу. Циркон 1 составляет 5—10% от общего количества цирконов породы.

Циркон 2 образует укороченные толстопризматические кристаллы с хорошо выраженными гранями. Цвет розовый, слабокрасный и реже бесцветный. Циркон 2, более крупный (0,2—0,3 мм), приурочивается к цветным минералам и вблизи них, поэтому можно полагать, что образование циркона 2 произошло одновременно с цветными минералами.

В результате спектрального анализа в цирконе установлено присутствие гафния и иттрия от сотых до десятых долей процента, итербия, ниобия, скандия и тория от сотых до тысячных долей процента.

Ильменит. Содержание его в гранитоидных породах Северного Нуратау непостоянно (табл. 32). Ильменит образует характерные таблитчатые кристаллы с размером зерен 0,05—0,3 мм. Цвет черный, непрозрачный, блеск матовый, реже металлический. В шлифах обнаружено расположение ильменита между породообразующими минералами и преимущественная ассоциация его с биотитом. Судя по этим данным, можно предполагать, что образование ильменита происходило после кристаллизации цветных минералов.

При изучении распределения титана установлено, что из всего количества титана в породах рассматриваемых массивов на долю биотитов приходится 70—90%, остальные 30—10% составляют другие породообразующие и акцессорные минералы (ильменит, магнетит и др.).

Исходя из этого, можно утверждать, что чем выше содержание цветных минералов в породе, тем меньше количество титаносодержащих акцессориев. Итак, количество титановых акцессорных минералов в породах в значительной мере зависит не только от первичной обогащенности породы титаном, но, видимо, и от условий кристаллизации цветных минералов (биотит), препятствующих образованию собственных минералов титана.

Гранат является ведущим акцессорным минералом лейкократовых гранитов. Во всех изученных пробах-протоколках обнаруживается две разновидности граната. Гранат 1, крупнокристаллический темно-красного цвета. Судя по рентгено-структурному и химическому анализам, изучаемый гранат относится к альмандин-спессартиновому ряду. Гранат 2 — мелкозернистая разновидность, представленная ромбододекаэдрическими кристаллами. Цвет вишнево-красный. По данным рентгено-структурного и химического анализов гранат 2 соответствует гроссуляру.

В гранитах наблюдается зависимость содержания акцессорного граната от состава вмещающих пород и формы интрузивных тел. В результате спектрального анализа в составе гранатов установлены следующие содержания элементов-примесей (%): иттрий, иттербий $5 \cdot 10^{-2}$, титан — $5 \cdot 10^{-1}$, ниобий — $5 \cdot 10^{-3}$, галлий, бериллий, олово, гадолиний — $1 \cdot 10^{-3}$ и др. (рис. 31).

Ниже приводим химический состав гранатов Акчопского массива, %.

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Сумма	f ¹
Альмандин	28,1	0,73	21,04	29,97	2,19	1,74	13,5	2,0	99,50	91,5
Гроссуляр	40,1	0,63	18,75	4,06	1,03	1,68	1,02	19,0	99,64	73,0

Колумбит впервые был описан в пегматитах Акчопского массива Б. Н. Наследовым. Исследования И. К. Лазарева и наши подтверждают правильность определения этого минерала и указывают на присутствие его в лейкократовых гранитах обоих массивов. Он встречается в небольшом количестве (до 65 г/т) в мусковитизированных и альбитизированных гранитах. Минерал образует неправильные зерна смолистого черного цвета с раковистым изломом. Размер зерен колеблется от 0,1 до 0,5 мм. Данные спектральных анализов показывают присутствие ниобия (3%), тантала (1%), титана (0,5%). По внешнему виду очень сходен с колумбитом из гранитоидов Актауского массива (И. Х. Хамрабаев и П. Т. Азимов, 1964).

Сфен установлен в небольших количествах в биотитовых гранитах обоих массивов. Максимальные количества его (600—700 г/т) обнаружены в ксенолитах кварцевых диоритов Устукского массива (пр. № 19 и 20). В прозрачных шлифах и шлихах наблюдаются правильные кристаллы с хорошо выраженными гранями пинакоидов (001) (100), призмы (111) неправильной упрощенной формы и характерные для сфена конвертообразные кристаллы. Цвет желтовато-бурый, бурый, желтый, блеск сильный, алмазный, размеры от 0,2 до 2,5 мм.

В сфене обнаружены следующие элементы-примеси (%): церий, лантан — 0,5—1; ниобий — 0,1—0,5; иттрий, гадолиний — 0,01—0,05, скандий 0,001 и т. д.

Обобщая приведенные материалы о распределении главных акцессорных минералов, можно констатировать следующее.

1. Количественное изучение акцессорных минералов в различных формациях обоих массивов центральной части Северного Нуратау показывает неравномерное распределение, зависящее главным образом от петрографического состава пород, условий кристаллизации расплавов, а также степени и характера поствагматических процессов.

2. Состав ассоциаций акцессорных минералов в породах одного петрографического типа непостоянен. Например, в биотитовых гранитах Центральной части наблюдается существенно цирконо-апатито-монацитовая ассоциация, тогда как в эндоконтактовых фациях существенно апатито-магнетитовая.

Петрохимические особенности Устукского и Акчопского массивов

Изучение химического состава пород рассматриваемых массивов показывает, что в распределении отдельных окислов SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , Na_2O , K_2O и др. отчетливо наблюдаются некоторые изменения, зависящие от условий образования разновидностей пород (табл. 33).

Кислотность в рассматриваемых гранитоидах $Q=S-(3a+2c+v)$, по А. Н. Заварицкому, закономерно увеличивается от более ранних гранитоидов ($Q=17,7\%$) к более поздним и кислым породам ($Q=39\%$) более чем в два раза. Подобные изменения содержания кислотности интрузивных пород подтверждаются и минералогическим составом, т. е. содержание кварца в гранодиоритах составляет $18,5\%$, а в аляскитах $36-39\%$.

Щелочность ($\varphi=\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) так же как кислотность в породах Устукского и Акчопского массивов заметно увеличивается от гранодиоритов ($\varphi=6\%$) к аляскитам ($\varphi=8-9\%$). Обращает на себя внимание соотношение между щелочами, выраженное параметром n . В большинстве случаев в гранодиоритах и биотитовых гранитах отмечается преобладание Na_2O над K_2O ; $\text{Na}:\text{K}=1-1,2$, тогда как в лейкократовых гранитах наоборот, устанавливается преобладание калия над натрием ($\text{Na}:\text{K}=0,6-0,8$). Такое изменение величины отношения $\text{Na}:\text{K}$ подтверждается также и минералогическим составом рассматриваемых пород. Так, в гранодиоритах и гранитах калиевые минералы составляют $15-25\%$ объема пород, а в аляскитах — $40-50\%$.

Известковистость пород (по А. Н. Заварицкому) не постоянна и изменяется в значительных пределах: $2,5-7$ в гранодиоритах и гранитах; $0,1-2$ в аляскитах. Анортитовое число $\alpha = \frac{c}{a+c} \cdot 100$ является показателем известковистости пород (по Д. С. Штейнбергу). Считается, что это число определяет присутствие анортитового компонента среди плагиоклазов или показывает отношение последнего к сумме полевых шпатов. Анортитовая составляющая колеблется в гранодиоритах и гранитах в пределах $20-40$, а в аляскитах $10-15\%$, что подтверждается минералогическим составом и составом плагиоклазов.

Железистость, рассчитанная по формуле $f = \frac{f}{f+m}$ (по Д. С. Штейнбергу), понижается от биотитовых гранитов ($0,3-0,8$) к аляскитам ($0,06-0,2$).

Подобные цифры получены из пород обоих массивов и рассчитаны по формуле $F = \frac{\sum \text{Fe}}{\sum \text{Fe} + \text{Mg}} \cdot 100$, по А. А. Маракушеву).

Результаты химических анализов и числовые характеристики пород Устукского и Акчопского массивов*, %

Номер пробы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	П.п.п.	Сумма
8205	Биотитовый гранит	67,52	0,32	16,2	0,95	2,23	0,03	0,90	4,0	3,18	2,94	0,24	—	0,16	—	0,71	99,81
8218	То же	68,21	0,24	16,94	1,04	1,54	0,09	0,43	4,0	3,76	2,16	0,33	сл.	0,10	—	0,60	100,41
8219	"	75,61	0,43	13,3	0,98	0,45	0,03	0,18	1,95	2,68	3,17	0,06	—	0,28	—	0,04	99,39
8203	"	74,6	0,3	14,1	0,4	1,2	0,04	0,70	1,10	3,00	4,59	0,08	—	—	—	—	100,1
8208	"	70,4	сл.	16,46	0,54	0,66	0,06	0,80	4,20	3,55	3,01	0,08	—	—	0,26	—	100,2
33	"	70,16	0,25	15,95	1,0	1,62	сл.	1,45	2,2	3,30	3,15	—	—	0,28	—	0,2	99,56
68	"	73,48	0,24	13,64	0,98	1,57	сл.	1,70	2,0	3,86	2,24	—	—	0,2	—	0,28	100,19
118	"	70,32	0,20	15,24	0,68	1,69	сл.	1,59	4,80	2,52	2,28	—	—	20	—	0,4	99,96
143	"	74,76	0,23	13,43	0,44	1,26	сл.	0,58	1,60	2,59	4,42	—	—	0,56	—	—	99,97
25	"	69,2	0,37	15,3	0,4	2,4	0,06	0,8	2,88	4,2	2,9	0,16	—	0,11	—	—	99,81
117	"	66,7	0,46	16,0	1,0	2,2	0,07	1,45	3,26	4,0	3,7	0,2	—	0,96	—	0,2	99,9
161	"	72,0	0,25	14,5	0,43	1,1	0,04	0,4	1,56	3,28	4,9	0,01	—	0,02	—	0,09	100,7
115	Лейкократовый гранит	73,9	0,14	13,7	0,07	1,07	0,04	0,3	1,63	3,75	4,40	0,07	—	0,04	—	0,07	99,98
129	"	76,0	0,08	12,5	0,15	0,5	0,01	0,1	0,78	3,87	5,0	0,04	—	—	—	0,04	99,94
77	"	75,48	0,1	13,8	1,07	0,48	—	1,09	1,5	2,56	3,25	0,05	—	—	—	—	99,8
78	"	75,08	0,18	12,4	0,77	0,4	—	0,94	1,8	2,87	4,78	0,05	—	—	—	—	99,7
20	Гранодиорит (ксенолит)	62,0	0,75	18,23	0,67	2,60	0,06	2,52	7,1	3,18	1,93	—	—	—	—	—	100
65	Альбит, биотитовый гранит	65,16	0,45	18,19	0,07	1,16	сл.	1,47	3,0	7,95	1,41	—	0,02	—	—	—	—
177	Биотитовый гранит	70,07	0,45	14,65	1,52	2,51	—	1,50	2,94	1,0	9,83	0,07	—	0,02	—	0,3	99,92
13к	" (среднее из 13 опред.)	71,0	0,31	14,8	0,84	1,60	0,05	0,90	2,50	3,1	4,02	0,14	—	—	—	0,13	99,62
4к	Лейкократовый гранит (среднее из 4 опред.)	75,0	0,12	12,1	0,5	0,6	0,01	0,6	2,4	3,2	4,4	0,03	0,04	0,04	—	—	99,0
4д	Биотитовый гранит (всех периодов по Дэли)	70,18	0,39	14,47	1,57	1,78	0,12	0,88	1,98	3,84	4,11	0,19	—	—	—	—	—
116д	Аляскит по Дэли	76,47	0,07	13,03	—	1,04	0,01	0,06	0,45	3,53	4,81	0,01	—	—	—	—	—
8005	Биотитовый гранит	67,5	0,22	14,5	0,69	1,7	0,04	2,4	2,54	5,2	4,0	0,2	—	0,12	—	0,43	99,52
8155	"	67,8	0,35	15,2	0,67	2,3	0,04	2,66	3,5	3,4	3,8	—	—	0,07	—	0,03	100,3
8157	"	68,35	0,38	13,64	1,15	2,09	—	2,46	3,56	3,61	4,12	—	—	0,1	—	0,41	98,87
8007	Лейкократовый гранит	74,7	—	13,2	1,0	0,5	—	1,0	0,7	4,9	3,4	—	—	0,1	—	0,49	100,3
8011	"	75,0	—	12,4	0,88	0,79	—	0,79	0,80	5,66	3,70	0,07	—	0,07	—	0,2	99,8
8154	"	76,6	—	12,3	—	0,94	—	0,79	1,40	3,4	4,5	—	—	—	—	0,15	100,2
8164	"	76,6	—	11,6	1,1	0,43	—	0,51	1,50	3,8	4,2	—	—	—	—	0,15	100,3

Эти цифры определяют разную железистость пород. То же можно отметить относительно фемических компонентов (параметр v по Заварицкому), участвующих в строении цветных и рудных аксессуарных минералов.

Изменение величины железистости пород f , F , v подтверждается количественным содержанием цветных минералов и рудных аксессуаров, которое в гранитах и гранодиоритах составляет 6—8, реже 10—15% (эндоконтактные зоны), а в аляскитах 2—3%.

Различие в количественных и качественных содержаниях отдельных породообразующих окислов (петрохимические параметры) в разных формациях зависит главным образом от физико-химических условий кристаллизации магмы, которые хорошо обоснованы теоретическими и экспериментальными материалами (Д. С. Коржинский, А. А. Маракушев, Н. И. Хитаров и др.).

В единой генетической серии пород рассматриваемых массивов наблюдается закономерное изменение их химического состава от ранних фаз интрузии к более поздним: уменьшается концентрация железа, титана, кальция, возрастает роль щелочей, кремнекислоты и величина отношения калия к натрию.

Характер распределения некоторых петрогенных и редких элементов в породах Устукского и Акчопского массивов

Железо. Содержание окисного и закисного железа в породах описываемых массивов варьирует в заметных количествах (табл. 34).

В распределении окисного и закисного железа в гранитоидных породах Северного Нуратау наблюдается изменение, выраженное в законо-

Таблица 34

Содержание железа и коэффициент его окисленности в гранитоидах Северного Нуратау, %

Массив	Порода	Содержание окиси и закиси железа в породах		Сумма же- ле- за	Коэффициент окисления $f = \frac{Fe+3}{Fe+3+Fe+2} \cdot 100$
		Fe+3	Fe+2		
Темир- кабук- ский	Диориты	1,35	5,1	6,45	20,9
	Кварцевые диориты	1,25	4,1	5,35	23,3
	Бiotитовые граниты	0,55	1,2	1,75	31,4
	Аляскиты	0,29	0,58	0,87	36,7
	Среднее по массиву	0,79	2,74	3,54	22,0
Устук- ский	Кварцевые диориты	0,47	2,0	2,47	19,0
	Бiotитовые граниты	0,59	1,28	1,87	28,0
	Лейкократовые граниты	0,077	0,46	0,53	16,7
	Среднее по массиву	0,28	1,24	1,52	18,4
	Бiotитовые граниты	0,52	1,35	1,87	28,0
Акчоп- ский	Лейкократовые граниты	0,056	0,38	0,43	13,0
	Среднее по массиву	0,29	0,86	1,15	25,4
	Среднее по Сев. Нуратау	0,45	1,61	2,12	21,2

мерном уменьшении их содержания по мере возрастания в породах количества SiO_2 и щелочей. 60—90% железа связано с цветными минералами (амфибол, биотит), остальное — с аксессуарами (магнетит и др.). Возможно, этим объясняется небольшое количество магнетитов в гра-

нитоидах Северного Нуратау. В литературе неоднократно отмечалось (Ф. Е. Ляпичев, 1951, В. В. Ляхович, 1965), что железистость цветных минералов (амфибол, биотит) является основным индикатором, отражающим железистость той магмы, из которой образуются цветные минералы. Небезынтересно отметить степень окисленности железа ($f = \frac{Fe^{+3}}{Fe^{+3} + Fe^{+2}} \cdot 100$) в гранитоидах Северного Нуратау, характеризующую глубину их становления. Как отмечает И. И. Абрамович (1965), для суждения о первичном соотношении в породах Fe^{+3} и Fe^{+2} наибольший интерес представляют усредненные данные. При сопоставлении этих данных для гранитоидных массивов Северного Нуратау (2—3 км) с субвулканическими телами (0,5—1 км) Ухума, Бошшагара и др. выявлено, что субвулканические породы характеризуются большей степенью окисленности железа, нежели интрузивы средних глубин (табл. 34).

Таблица 35

Распределение титана в интрузивных породах гранитоидных массивов Северного Нуратау, %

Массив	Порода	Фазы интрузии	Содержание титана в породе	Содержание титана в магнетите	Титанистость биотита $Ti = \frac{Ti}{Ti + \Sigma Fe + Mg} \cdot 100$
Темиркабукский	Диориты	I	0,57	—	—
	Гранодиориты	II	0,42		
	Биотитовые граниты	III	0,14		
	Аляскиты	IV	0,02		
	<i>Среднее по массиву</i>		0,29		
Устукский	Гранодиориты	II	0,45	1,45	8,4 (по трем пробам)
	Биотитовые граниты	III	0,18		
	Аляскиты	IV	0,072		
Акчопский	<i>Среднее по массиву</i>		0,23		
	Биотитовые граниты	III	0,16	1,08	6,75 (среднее по двум пробам)
	Аляскиты	IV	—		
	<i>Среднее по массиву</i>		0,16		
	<i>Среднее содержание титана по трем массивам Северного Нуратау</i>			0,23	

Это положение хорошо согласуется с данными эксперимента по количеству «связанной воды». Содержание «связанной воды» в гранитах Акчопского массива составляет 1,9%, тогда как в кварцевых диорит-порфирах Ухумского штока — 1,1%.

Средняя величина коэффициента окисленности железа для всех видов гранитоидов Северного Нуратау почти одинакова ($f=21$), чем объясняется близкий характер фаціальности этих массивов, а величина f для субвулканических пород Ухума в два раза больше, около 40. Величина коэффициента окисленности железа, согласно исследованиям некоторых авторов (Коржинский, 1946, Куцев, 1964, Шукин, 1964), является показателем глубинности пород и увеличивается в следующей последовательности: от интрузивных к субвулканическим и далее к эффузивным породам.

Все это позволяет с какой-то степенью вероятности судить о глубине становления (фаціальности) магматических тел: для мезоабиссальных гранитоидных интрузивов 2,5—3 км, для субвулканических — 0,8—1 км, что соответствует данным Э. Искандарова (1965) и классифика-

ции фаций глубинности гранитоидов по Т. Н. Далимову, В. И. Айзенштату и И. Х. Хамрабаеву (1968).

Среднее содержание титана в рассматриваемых массивах составляет 0,23%. Концентрация его закономерно понижается в 10 раз от ранних диоритов к поздним — кислым аляскитам (табл. 35). Геохимическая история титана в гранитоидах Северного Нуратау тесно связана с поведением в них железа.

Для подтверждения зависимости содержания титана от концентрации железа и кремнекислоты вычислены оценки коэффициента корреляции. В среднем содержание титана в рассматриваемых генетически связанных сериях пород закономерно уменьшается по мере увеличения SiO_2 и наблюдается прямо пропорциональная зависимость между железом и титаном (рис. 23). 60—90% титана связано с биотитом, остальное количество — с акцессориями.

Вольфрам и молибден наряду с золотом определяют металлогенический облик района. В процессе эволюции магмы содержание молибдена и вольфрама понижается в 2—7 раз от гранодиоритов и биотитовых гранитов ($\text{Mo} — 3,5 \cdot 10^{-4}$, $\text{W} — 3 \cdot 10^{-4}\%$) к лейкократовым разностям ($\text{Mo} — 1,5 \cdot 10^{-4}$, $\text{W} — 0,5 \cdot 10^{-4}\%$). Содержание вольфрама и молибдена в интрузивных породах в 1,5—2,5 раза больше, чем в осадочно-метаморфических, что свидетельствует о первичном обогащении ими магмы (табл. 36). От 60 до 80% всего молибдена и вольфрама концентрируется в полевых шпатах и биотите. Помимо этого, молибден и вольфрам отмечаются в магнетите, ильмените, сфене и гранате (до тысячных долей процента).

Вольфрамовые и молибденовые рудопоявления и оруденение района связаны с высоким геохимическим фоном этих элементов в гранодиоритах и биотитовых гранитах Устукского, Акчопского и соседних интрузивов. Это служит характерным признаком потенциальной рудоносности интрузивов и подтверждает существующие положения Х. М. Абдуллаева (1950—1954).

Помимо этого, гранодиориты и биотитовые граниты некоторых интрузивов Нуратинского батолита (Актауский, Койташский, Синтабский, Устукский и др. массивы), с которыми генетически связаны скарново-вольфрам-молибденовые месторождения и рудопоявления, содержат акцессорный шеелит и молибденит. Подобные случаи описаны и по другим регионам Советского Союза (З. В. Студенникова, 1963; В. В. Ляхович, 1967, 1969; В. С. Коптев-Дворников и др., 1965; Г. Н. Щерба, 1963; Б. М. Меликсетян, 1965; В. И. Сотников и Л. Г. Изюмова, 1965; А. И. Ежов, 1965; Б. Т. Пакалов и А. Р. Зилов, 1965; В. Д. Козлов и О. С. Рощупкина, 1965 и др.).

Наиболее вероятный средний уровень содержания золота в породах гранитоидных массивов Северного Нуратау равен $1 \cdot 10^{-6}\%$. Это в два раза выше его кларка в кислых породах (по А. П. Виноградову,

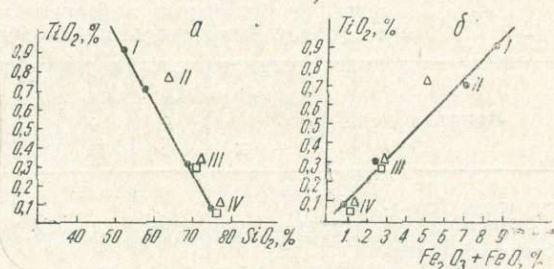


Рис. 23. Характер распределения титана в гранитоидных породах центральной части Северного Нуратау.

a — соотношение между TiO_2 и SiO_2 ; *b* — соотношение между TiO_2 и $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$.

Точка — Темиркабукский массив; треугольник — Устукский массив; квадрат — Акчопский массив; I — диориты, II — гранодиориты, III — граниты, IV — аляскиты.

1962). Содержание золота понижается от диоритов ($5 \cdot 10^{-6}\%$) к аляски-там ($7 \cdot 10^{-7}\%$). Для магматических пород Западного Узбекистана ха-рактерно повышенное содержание золота, что, в частности, отмечено в пайкообразных телах лампрофиров и диоритовых порфиритов Нура-тау и Тамдытау в Центральных Кызылкумах ($2,6 \cdot 10^{-6}$). Судя по этим данным, намечается заметное понижение содержания золота в много-фазных интрузивах от более гибридизированных основных и древних к более молодым и кислым породам поздних фаз, что хорошо согласуется с данными Ю. Г. Щербакова, Г. А. Пережогина (1963) по Алтаю и В. С. Коптев-Дворникова, П. Ф. Емельяненко и др. (1966) по Централь-

Таблица 36

Содержание некоторых петрогенных и редких элементов
в породах Устукского и Акчопского массивов, %

Массив	ΣFe	Ti	W, п. 10^{-4}	Mo, п. 10^{-4}	Nb, п. 10^{-3}	Ta, п. 10^{-4}	Pb, п. 10^{-3}	Zn, п. 10^{-3}	Cu, п. 10^{-3}	Rb, п. 10^{-2}
Устукский (сред- нее из 40 проб)	1,85	0,23	2,85	3,3	3,2	15	42	45	3	1,6
Акчопский (сред- нее из 20 проб)	1,8	0,16	1,85	2,5	2,4	7,0	13,5	9,1	8,2	1,8
Кларк для кислых пород по А. П. Виноградову, 1962	2,7	0,23	1,5	1,0	2,0	3,5	2,0	6	2	2,0

Массив	Cs, п. 10^{-4}	Li, п. 10^{-3}	Tl, п. 10^{-4}	Ga, п. 10^{-3}	Ge, п. 10^{-4}	Be, п. 10^{-4}	Au, п. 10^{-7}	B, п. 10^{-3}	P, п. 10^{-2}	F, п. 10^{-2}	ΣTR , п. 10^{-2}
Устукский (сред- нее из 40 проб)	5,8	3,8	0,9	2	—	4,3	7,0	12,5	9,0	3	3,9
Акчопский (сред- нее из 20 проб)	9,0	2,2	0,6	1,0	2,0	—	7,0	—	—	—	—
Кларк для кислых пород по А. П. Виноградову, 1962	5,0	4,0	1,0	2	1,4	5,5	4,5	1,5	7,2	8	3,0

ному Казахстану. Кроме того, высокая концентрация золота ($2 \cdot 10^{-6}\%$) наблюдается в измененных альбитизированных биотитовых гранитах некоторых участков (Латта, Коктонли и Бузуруката) массивов Северного Нуратау, что обусловлено возможным привнесом золота постмагматическими растворами. Около 80% золота связано с полевыми шпатами ($7 \cdot 10^{-7}\%$) и цветными минералами ($7 \cdot 10^{-7}\%$).

Для изучения распределения золота в осадочно-метаморфических породах нижнего палеозоя составлен разрез длиной от 1,5 до 40 км. Содержание золота здесь колеблется от $0,5 \cdot 10^{-7}$ до $4 \cdot 10^{-6}\%$, наибольшее его количество характерно для зон дробления и окварцевания в сланцах.

Следует отметить, что высокое содержание золота по сравнению со средними содержаниями по А. П. Виноградову (1962) в неизменных гранитоидных породах и их автосоматических продуктах можно рассмат-ривать как признак первичного обогащения магмы золотом.

Одним из примечательных признаков гранитоидов, с которыми связаны золоторудные месторождения, является гибридный характер пород, многофазность внедрения, довольно мощный экзоконтактовый ореол. Другими важными признаками связи золоторудных месторождений с гранитоидами являются: а) повышенные содержания золота в интрузивных породах и их постмагматических продуктах относительно кларков в 2—10 раз; б) высокое содержание золота в порообразующих и акцессорных минералах.

Ниобий и тантал содержатся в породах обоих массивов. Содержат повышенные концентрации этих элементов по сравнению с кларками, по А. П. Виноградову (табл. 38). При этом отчетливо наблюдается накопление ниобия и тантала в расплаве к концу магматического процесса: породы третьей фазы содержат $Nb - 3,5 \cdot 10^{-3}$, $Ta - 12 \cdot 10^{-4} \%$, а четвертой фазы — $Nb - 4,1 \cdot 10^{-3}$ и $Ta - 10 - 15 \cdot 10^{-4} \%$.

Максимальное значение ($Nb - 12 - 10^{-3}$ и $Ta - 20 \cdot 10^{-4} \%$) установлено в альбитизированных гранитах (И. К. Лазарев, 1963).

Все эти данные указывают на наличие прямой корреляции между повышенными кларками ниобия и тантала в неизменных гранитах и образование повышенных концентраций в их автотетраэдрических продуктах. Отчетливо наблюдается понижение отношения $\frac{Nb}{Ta}$ от биотитовых к лейкократовым гранитам. В том же направлении уменьшается отношение $\frac{Ti}{Nb + Ta}$ от 70 к 17, что указывает на возрастание количества

ниобия и тантала к концу формирования рассматриваемых массивов по сравнению с титаном. 70—90% ниобия и тантала в породах ранних фаз концентрируется в биотите ($Nb - 15 - 30 \cdot 10^{-3} \%$ и $Ta - 10 - 37 \cdot 10^{-4} \%$), а в конечных продуктах (аляскитах и их пегматитах) образуются собственные минералы Nb и Ta: колумбит и танталит. Установлено, что колебания содержания колумбита и танталита зависят главным образом от содержания ниобия, тантала в породе, а также от количества титановых и циркониевых минералов. При количестве ниобия и тантала в два раза больше кларкового, собственные минералы ниобия и тантала присутствуют спорадически, а при содержании ниобия и тантала в три раза выше кларка ниоботанталиты фиксируются постоянно.

По данным полуколичественных спектральных анализов ниобий установлен в ильмените и сфене (0,01—0,1%), цирконе, монаците, апатите и гранате (0,01—0,05%), турмалине (0,01%) и мусковите (0,06%).

Фактические материалы И. К. Лазарева и наши показывают, что аляскиты и лейкократовые граниты Устукского, Акчопского и других интрузивов Северного Нуратау специализированы в отношении ниобия и тантала. Об этом свидетельствуют в частности повышенные концентрации их в неизменных породах и специфический комплекс акцессориев — колумбит, танталит (О. Кушмурадов, 1967).

Породы обоих массивов отличаются высоким содержанием свинца (табл. 38), превышающим среднее содержание в земной коре. Содержание свинца возрастает от биотитовых гранитов ($3,5 \cdot 10^{-3} \%$) к лейкократовым разностям ($4,5 \cdot 10^{-3} \%$). Более 80—90% свинца содержится в полевых шпатах ($20 \cdot 10^{-2} \%$) и биотите ($3,0 \cdot 10^{-2} \%$). Установлено, что содержание свинца прямо пропорционально количеству калия.

Близость химических свойств цинка и меди определяет общность их геохимической истории и поэтому в процессе формирования массивов они встречаются совместно. К концу магматического процесса в породах обоих массивов концентрация цинка и меди уменьшается в 3—4 раза. Максимальные их содержания ($Zn - 31 \cdot 10^{-3} \%$ и $Cu - 12 \cdot 10^{-3} \%$) отмечаются в биотитовых гранитах, а минимальные ($Zn -$

$8 \cdot 10^{-3}$ и $\text{Cu} - 4 \cdot 10^{-3}\%$) — в лейкократовых разностях. Содержание этих элементов в породах обоих массивов коррелируется с магнием и двухвалентным железом. Отмечается повышенное содержание их вблизи эндоконтактов, что, вероятно, обусловлено процессами ассимиляции вмещающих пород. Около 80% цинка и меди в породах обоих массивов приурочено к биотиту ($\text{Zn} - 40 \cdot 10^{-3}$ и $\text{Cu} - 12 \cdot 10^{-3}\%$) — их минералу-носителю. Кроме того, в количестве до сотых долей процента цинк и медь обнаруживаются в мусковите, ильмените, эпидоте и других минералах.

Рубидий, цезий и таллий находятся совместно с калием ввиду сходства их химических и кристаллохимических свойств. Содержание их возрастает от биотитовых гранитов ($\text{Rb} - 1,5 \cdot 10^{-2}$, $\text{Cs} - 5 \cdot 10^{-4}$ и $\text{Tl} - 0,7 \cdot 10^{-4}\%$) к лейкократовым разностям ($\text{Rb} - 2 \cdot 10^{-2}$, $\text{Cs} - 7 \cdot 10^{-4}$ и $\text{Tl} - 1,4 \cdot 10^{-4}$). Концентрации их во вмещающих породах ($\text{Rb} - 0,5 \cdot 10^{-2}$, $\text{Cs} - 4,5 \cdot 10^{-4}$ и $\text{Tl} - 0,6 \cdot 10^{-4}$) заметно меньше, чем в гранитоидах.

Рассматриваемые элементы в породах обоих массивов находятся в виде изоморфной примеси в полевом шпате ($\text{Rb} - 0,1 - 2,5 \cdot 10^{-2}$; $\text{Cs} - 2 - 8,7 \cdot 10^{-4}$ и $\text{Tl} - 2 - 3,5 \cdot 10^{-4}$) и биотите ($\text{Rb} - 3,3 - 7 \cdot 10^{-2}$; $\text{Cs} - 20 \cdot 10^{-4}$ и $\text{Tl} - 2 - 3,5 \cdot 10^{-4}\%$). Первый является минералом-носителем этих элементов (70—95%), а биотит — минералом-концентратором. Одновременно с увеличением содержания калия в породах и калиевых породообразующих минералах обоих интрузивов возрастает количество рубидия, цезия и таллия, что указывает на наличие корреляционной зависимости между ними.

Литий содержится в биотитовых гранитах Устукского массива в количестве $4 \cdot 10^{-3}\%$, в лейкократовых разностях — $1,5 \cdot 10^{-3}\%$, а во вмещающих осадочно-метаморфических сланцах — $1 \cdot 10^{-3}\%$, т. е. в 2—4 раза меньше. Отмечается прямая корреляция лития с магнием, двухвалентным железом и фтором. Главным минералом-носителем (концентратором) лития является биотит ($16 - 25 \cdot 10^{-3}\%$). По данным спектральных анализов мусковита, граната, турмалина количество лития в них достигает сотых долей процента.

Содержание редких земель в породах Устукского массива составляет $3,9 \cdot 10^{-2}\%$ (390 г/т), что превышает их средние содержания в кислых породах, по А. П. Виноградову, в два раза. Концентрация редких земель закономерно повышается от ранних основных пород к поздним умеренно кислым (биотитовым гранитам), но в лейкократовых гранитах она понижается.

Около 30% редких земель при кристаллизации интрузивных пород изоморфно рассеивается в породообразующих минералах (биотите $8 - 13 \cdot 10^{-2}$ и полевых шпатах — $4,4 \cdot 10^{-2}\%$), а остальное количество их связано с акцессорными минералами.

В породах Устукского массива содержание бериллия составляет $4,3 \cdot 10^{-4}\%$, что немного меньше его среднего содержания в гранитоидах (по А. П. Виноградову). При дифференциации магматического расплава содержание бериллия возрастает от биотитовых ($4 \cdot 10^{-4}\%$, т. е. 4 г/т) к лейкократовым гранитам (5 г/т). Максимальное его количество обнаружено в альбитизированных и мусковитизированных гранитах района ($8,5 - 20 \cdot 10^{-4}\%$, И. К. Лазарев и др., 1963). Более 95% бериллия в породах Устукского массива находится в полевом шпате ($2,7 \cdot 10^{-4}\%$) и биотите ($6,5 \cdot 10^{-4}\%$).

Гранитоидные породы рассматриваемого региона характеризуются нижекларковым содержанием бериллия.

Содержание галлия в породах Устукского массива уменьшается от биотитовых гранитов ($2 \cdot 10^{-3}\%$) к лейкократовым ($1,7 \cdot 10^{-3}$), тогда

как концентрация германия в этом же направлении увеличивается от $2 \cdot 10^{-4}\%$ до $3 \cdot 10^{-4}\%$. Основная масса галлия находится в полевых шпатах ($2 \cdot 10^{-4}\%$) и биотите ($6 \cdot 10^{-4}\%$).

Количество урана и тория в породах Устукского и Акчопского массивов возрастает от биотитовых гранитов ($U - 1,1 - 2,2 \cdot 10^{-4}$; $Th - 1,6 - 1,8 \cdot 10^{-3}\%$) к лейкократовым ($U - 2,8 - 3,8 \cdot 10^{-4}$ и $Th - 1,7 - 10^{-3}\%$).

В биотитовых гранитах около 60% урана и тория связано с биотитом (остальное с акцессорными минералами), а в лейкократовых гранитах в биотите их не более 20%. В этих породах носителями урана и тория являются их собственные минералы (ураноторит) и акцессорные монацит и циркон.

Установлено возрастание содержания эквивалентного урана от магнитной фракции (0,001) к средне- и слабозлектромагнитной (0,008%) и далее до немагнитной фракции (0,033%) проб-протолочек. Состав фракций соответственно изменяется от железотитановых к редкоземельным урано-ториевым минералам.

Содержание фтора уменьшается от биотитовых гранитов ($3 \cdot 10^{-2}\%$) к лейкократовым ($1,8 \cdot 10^{-2}\%$). Более 70—80% фтора приурочено к биотиту ($1,2 \cdot 10^{-2}\%$). Автометасоматические продукты этих пород (альбитизированный и мусковитизированный граниты) содержат максимальное количество фтора ($50 \cdot 10^{-2}$), который приурочен здесь к мусковиту.

Установлено, что гранитоидные породы Устукского, Акчопского и других массивов Северного Нуратау содержат фтора в 10—15 раз меньше, чем фторсодержащие массивы других регионов (В. С. Коптев-Дворников и др., 1965; Г. А. Лисицина и др., 1965; А. Д. Щеглов и др., 1965; А. Т. Соловьев и др., 1962—1965). Поэтому можно считать, что гранитоиды Северного Нуратау геохимически не специализированы на фтор.

Бор в породах Устукского массива понижается от биотитовых гранитов ($10 \cdot 10^{-3}\%$) к лейкократовым разностям ($5 \cdot 10^{-3}\%$). При этом, в биотитовых гранитах центральной части массива содержание его заметно ниже, чем в гибридизированных более основных породах эндоконтактной фации. Это подтверждается также повышенным содержанием в последних акцессорного турмалина. В эндоконтактных фациях гранитоидов бор образует самостоятельную постмагматическую минерализацию — турмалин, тогда как внутри массивов он входит в состав только породообразующих минералов. Кроме того, максимальные значения бора ($50 \cdot 10^{-3}\%$) отмечаются в альбитизированных гранитах. Установлено, что в биотитовых гранитах бор входит в состав полевых шпатов ($5 \cdot 10^{-3}\%$) и биотитов ($10 \cdot 10^{-3}\%$), а в лейкократовых разностях и метасоматических продуктах образует собственный минерал — турмалин.

Высокие содержания бора в осадочно-метаморфических породах палеозоя и гранитоидах Устукского, Акчопского и других массивов Нуратау говорят о том, что рассматриваемый регион Узбекистана носит черты, характерные для бороносных провинций Северо-Востока СССР и других районов (М. Г. Руб, 1959, 1965; В. И. Кузьмин, 1965; И. Я. Некрасов, 1966).

Таким образом, на основании многочисленных количественно-химических анализов в гранитоидах центральной части Северного Нуратау установлены средние вероятные содержания акцессорных элементов (табл. 36). Судя по этим данным, породы обоих массивов содержат в 5—10 раз выше кларков бора, свинца, цинка и в два раза — вольфрама, молибдена, ниобия, тантала, золота. Кларковые содержания имеют торий, германий, медь, редкоземельные элементы и меньше кларков — железо, бериллий, олово, редкие щелочи и фтор.

Распределение в породах и минералах Устукского и Акчолского массивов молибдена, ниобия, тантала, рублидия, цезия, лития, таллия и фтора

Минерал	Содержание минерала в породе вес. %	Содержание Mo, Nb, Ta, Rb, Cs, Li, Tl и F в минерале, %								Количество Mo, Nb, Ta, Rb, Cs, Li, Tl, F, приходящееся на минерал при расчете на 1г породы, %								
		Mo	Nb	Ta	Rb	Cs	Li	Tl	F	Mo	Nb	Ta	Rb	Cs	Li	Tl	F	
		п·10 ⁻⁴	п·10 ⁻³	п·10 ⁻⁴	п·10 ⁻²	п·10 ⁻⁴	п·10 ⁻³	п·10 ⁻⁴	п·10 ⁻²	п·10 ⁻⁴	п·10 ⁻³	п·10 ⁻⁴	п·10 ⁻²	п·10 ⁻⁴	п·10 ⁻³	п·10 ⁻⁴	п·10 ⁻²	
Гранодиориты (эндоконтактовая фация) Устуга (среднее из 2-проб)																		
Кварц	24,6																	
Полевые шпаты	53,5	—	+	+	0,45	+	+	+	1,0	—	+	+	0,2	+	+			
Биотит	21,3	—	20	10	5,4	46	20	2	12,0	—	4,2	2,0	1,1	0,9	4,2	0,42		0,6
Акцессорные минералы																		
Сумма	0,6										4,2	2,0	1,3	0,9	4,2	0,42		2,2
Граниты Устуга (среднее из 3-х проб)																		
Кварц	30,1																	
Полевые шпаты	60,7	1,0	+	+	0,76	+	+	+	—	0,6	+	+	0,5	+	+	+	—	
Биотит	8,8	1,0	23	37	6,3	56	27	30	15	0,09	2,0	3,2	0,6	4,4	2,4	0,3		1,3
Акцессорные минералы																		
Сумма	0,4									0,69	2,0	3,2	1,1	4,4	2,4	0,3		1,3
Граниты Акчона (среднее из 3-х проб)																		
Кварц	29,6																	
Полевые шпаты	61,6	—	+	+	0,5	+	+	—	—	—			0,53	+	+	—		
Биотит	8,5	—	21	30	6,2	30	30	—	—	—	1,8	2,5	0,54	2,5	2,5	—		—
Акцессорные минералы																		
Сумма	0,3									—	1,8	2,5	1,1	2,5	2,5	—		—

Минерал	Содержание минерала в породе вес. %	Содержание Mo, Nb, Ta, Rb, Cs, Li, Tl и F								Общее содержание Mo, Nb, Ta, Rb, Cs, Li, Tl, и F в породе, %							
		Mo	Nb	Ta	Rb	Cs	Li	Tl	F	Mo	Nb	Ta	Rb	Cs	Li	Tl	F
		п.10 ⁻⁴	п.10 ⁻³	п.10 ⁻⁴	п.10 ⁻²	п.10 ⁻⁴	п.10 ⁻³	п.10 ⁻⁴	п.10 ⁻²	п.10 ⁻⁴	п.10 ⁻³	п.10 ⁻⁴	п.10 ⁻²	п.10 ⁻⁴	п.10 ⁻³	п.10 ⁻⁴	п.10 ⁻²
Кварц	24,6																
Полевые шпаты	53,5	—	+	+	20	+	+	—	20								
Биотит	21,3	—	84	80	78	98	93	60	53								
Акцессорные минералы	0,6																
Сумма									—	5,0	2,5	1,4	1,0	4,5	0,7	3,0	
Кварц	30,1																
Полевые шпаты	60,7	60	+	+	46	+	+	+	+								
Биотит	8,8	9	80	70	50	63	95	53	66								
Акцессорные минералы	0,4																
Сумма									1,0	2,5	4,8	1,2	70	2,5	0,5	2,0	
Кварц	29,6																
Полевые шпаты	61,6	—	—	—	50	—	—	—	—								
Биотит	8,5	—	90	80	50	80	80	—	—								
Акцессорные минералы	0,3																
Сумма									2,1	3,0	1,1	3,0	3,0	—	—		

+ — ниже чувствительности метода
 — — не определялись

Отчетливо наблюдается ряд закономерностей в распределении некоторых редких и рудных элементов по породам и породообразующим минералам отдельных фаз каждого массива (табл. 37). Например, при переходе от биотитовых к лейкократовым гранитам уменьшается содержание железа, титана, вольфрама, молибдена, золота, меди, цинка, лития, редких земель, фосфора, фтора и т. д. и увеличиваются количества калия, рубидия, цезия, таллия, свинца, ниобия, тантала, урана и др.

В породах эндоконтактовых фаций (гибридизированных разностях) каждой фазы интрузии наблюдались повышенные содержания железа, титана, магния, никеля, кобальта, бора и ванадия. Это можно объяснить загрязненностью рассматриваемых гранитоидов материалами вмещающих осадочно-метаморфических пород.

Результаты анализов минеральных фаций породообразующих и акцессорных минералов на редкие и рудные элементы и их количественные подсчеты позволили наметить следующие особенности распределения их в мономинеральных фракциях. Примерно 70—90% редких и рудных элементов концентрируются в главных породообразующих минералах (биотит, полевые шпаты) и лишь небольшая их часть связана с акцессорием. При этом редкие щелочи, таллий, свинец и галлий, бор и золото концентрируются главным образом в полевом шпате и биотите; ниобий, тантал, цинк, медь, редкоземельные элементы, фтор, фосфор и другие, в основном, приурочены к биотиту, а также титано-железистым и редкоземельным минералам. Значительная часть вольфрама и молибдена, кроме акцессорных минералов (шеелит, молибденит) входит в состав полевых шпатов и биотита. Эти данные позволяют присоединиться к известным представлениям о том, что в распределении редких и рудных элементов в процессе кристаллизации магматических расплавов решающую роль играет фактор кристалло-химического сходства редких элементов с петрогенными, обуславливающий изоморфное рассеяние редких элементов в решетках породообразующих минералов (Н. В. Белов, Л. В. Таусон, В. В. Щербина и В. И. Лебедев, В. С. Коптев-Дворников, И. Х. Хамрабаев).

К вопросу о металлогенической специализации гранитоидных массивов центральной части Северного Урлатау

Изучение проблемы геохимической специализации магм тесно связано с решением практических и теоретических вопросов.

Для выяснения признаков металлогенической специализации гранитоидных массивов Северного Урлатау мы провели сравнительное изучение характера распределения вольфрама, молибдена, ниобия, тантала, свинца, цинка, золота, бора и др. с другими металлоносными интрузиями Советского Союза. Чтобы иметь наиболее достоверные критерии рудоносности и использовать их для анализа причин продуктивности или непродуктивности отдельных массивов мы, по возможности, всесторонне изучили некоторые массивы центральной части Северного Урлатау с известной скарново-редкометальной и золоторудной минерализацией.

В литературе о металлогенической специализации молибдена и вольфрама существуют две точки зрения.

Одни исследователи — В. Л. Барсуков (1964), Л. В. Таусон (1964, 1965) и др. — отрицают специализацию гранитоидных массивов на Мо и W на том основании, что в большинстве случаев содержания этих элементов в гранитоидах разных районов характеризуются относительным однократным и не дают повышенных аномалий, превышающих среднее со-

держание в 2—5 раз. Другие — В. В. Ляхович (1967, 1969), Х. М. Абдуллаев (1954), В. С. Коптев-Дворников и др., (1965), И. Х. Хамрабаев (1958, 1969), Ю. В. Казицин (1968), Б. Т. Пакалов (1964), А. И. Ежов (1965), Б. М. Меликсетян (1965), О. Кушмурадов (1967) и др. — указывают на существование подобной специализации.

Согласно данным последних исследователей металлогенически специализированные гранитоиды должны содержать концентрации вольфрама и молибдена, в 2—7 раз превышающие их содержания в безрудных интрузиях. Также должно наблюдаться спорадическое появление в них шеелита и молибденита.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные свидетельствуют в пользу металлогенической специализации гранитоидных массивов Северного Нуратау, так как наблюдаются повышенные концентрации этих элементов в 2—3 раза против кларка, а в некоторых пробах отмечаются собственные минералы этих элементов. Возможно, поэтому пространственно с гранитоидами Нуратау связаны высокотемпературные скарново-шеелит-молибденитовые рудопроявления и месторождения (Койташ, Лянгар, Бузрук-Ата, Миджиган, Мадват, Таррорсай и др.).

Несмотря на отрицание некоторыми исследователями металлогенической специализации гранитоидов на вольфрам и молибден, на примере наших объектов, она проявлена весьма отчетливо.

Ниобий и тантал. Устанавливается достаточно неравномерное распределение ниобия и тантала в гранитоидных массивах различных районов мира. На основании литературных данных можно выделить несколько регионов, отражающих специфику конкретных геохимических провинций. Это мезозойские колумбитоносные граниты Северной Нигерии, Уганды, Тувы, Северного и Центрального Казахстана, горного Алтая, Северо-Востока СССР и др. В этих районах содержание ниобия и тантала (для кислых пород) в 3—8 раз выше кларкового, что способствует образованию собственных акцессорных минералов.

Сравнение наших фактических материалов с ниобо-танталоносными гранитами этих районов показывает, что металлогеническая специализация гранитоидных массивов центральной части Северного Нуратау на Nb и Ta выражена отчетливо.

В результате 60 химических определений в интрузивных породах установлено содержание ниобия (45 г/т), тантала (15 г/т). Количество их резко увеличивается в постмагматических продуктах (альбитизированных гранитах): ниобия — 120 г/т, тантала 30 г/т, тогда как в осадочных (вмещающих) породах района ниобия содержится 20—25 г/т, тантала 3—5 г/т.

В интрузивных породах концентрации Nb и Ta несколько раз превышают таковые из осадочно-метаморфических образований.

Рациональными признаками, указывающими на специализацию интрузивов Северного Нуратау на ниобий и тантал являются:

- а) повышенные концентрации этих элементов (в 2—7 раз больше кларков);
- б) наличие собственных акцессорных минералов (танталит, колумбит);
- в) высокое содержание ниобия и тантала в биотитах;
- г) величина тантал-ниобиевого отношения в биотитах.

Ниже приводим содержание ниобия и тантала в ниобо-танталоносных гранитах, г/т.

Регион, исследователь	Ниобий	Тантал
Нигерийские граниты (В. И. Герасимовский и др., 1967)	170	21
Граниты северо-западной части Центрального Казахстана (А. М. Полольский, 1965)	70—90	4—9
Мезозойские граниты Сибири (В. В. Потапьев и др., 1967)	30—40	2—5
Граниты Северного Нуратау (О. Кушмурадов, 1963—1967)	45	15

Свинец и цинк. И. Х. Хамрабаев (1958), изучая магматизм Западного Узбекистана, пришел к заключению, что гранитоиды Западного Узбекистана содержат Pb, Zn в 5—10 раз выше кларков. При этом отмечается факт появления аксессуарного галенита, сфалерита и наличие полиметаллической минерализации в связи с указанными гранитоидами.

В более поздних работах Л. В. Таусон (1962), В. Д. Барсуков (1964) отрицают металлогеническую специализацию этих элементов. Они отмечают, что обычно содержание этих элементов в гранитоидах разных районов характеризуется относительным однообразием.

В последние годы в работах Д. И. Горжевского (1965), Б. И. Злобина, Л. А. Певцова (1965), Р. Д. Гаврилина и др. (1965, 1967), О. К. Кушмурадова (1967) и др. появились новые материалы, противоречащие представлениям Л. В. Таусона и др. Согласно работам этих исследователей, металлогенически специализированные интрузивы содержат эти элементы в 2—7 раз выше кларка. Имеющийся у нас фактический материал (около 100 химических анализов) по этим элементам позволяет считать содержание Pb и Zn в изученных интрузивах в 5—10, реже в 15 раз выше кларка. Исходя из вышеизложенного, можно сделать вывод о наличии специализации рассматриваемых массивов центральной части Северного Нуратау в отношении этих элементов.

При благоприятных литолого-структурных факторах возможно формирование полиметаллического оруденения на некотором удалении от подобных металлогенически специализированных массивов.

Золото. На основании многочисленных активационных анализов по гранитоидным массивам Горного Алтая, Кузнецкого Алатау, Горной Шори (Ю. Г. Шербаков), по Центральному и Северному Казахстану (В. С. Коптев-Дворников, Н. Т. Воскресенская и др., 1966) и О. К. Кушмурадов (1967) по Северному Нуратау существует представление о том, что металлогенически специализированные гранитоидные интрузивы содержат в 1,5—3 раза больше золота, чем кларк для подобных пород по А. П. Виноградову (1962).

Аналогичные выводы были сделаны Б. М. Куплетским (1947), Ю. А. Билибиным (1948, 1949) по Южному Уралу, И. Х. Хамрабаевым (1958) по Западному Узбекистану, В. В. Русс (1964), В. Н. Мусиным (1964) по Востоку СССР и др.

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал (около 400 золотометрических определений пород и породообразующих минералов гранитоидных массивов Северного Нуратау) позволяет с достаточной уверенностью считать, что содержание золота в изученных гранитоидах превышает кларки в 2—4 раза. Одновременно с этим, содержание золота в интрузивных породах в несколько раз превышает его содержание во вмещающих осадочно-метаморфических образованиях. Следует отметить, что наиболее обогащены золотом постмагматически измененные участки гранитоидов (альбитизированные граниты с сульфидной минерализацией — Коктонлы, Латта и др.).

Отчетливо наблюдается постепенное уменьшение количественного содержания золота от пород более ранних и древних сильно гибридизированных интрузий (габбро-диорит, диорит) к более поздним и молодым, почти не гибридизированным (аляскит, лейкократовый гранит) породам. В целом все вышеизложенное свидетельствует о том, что гранитоидные массивы центральной части Северного Нуратау специализированы в отношении золота. Полученные результаты по гранитоидным массивам Северного Нуратау подтверждают выводы вышеуказанных исследователей о том, что специализированные золотоносные гранитоиды содержат в 2—10 раз больше золота, по сравнению с незолотоносными.

Таким образом, на основании сравнения со специализированными на золото интрузивами можно полагать, что гранитоидные массивы Северного Нуратау комплексно-металлогенически специализированы также на вольфрам, молибден, свинец, цинк, ниобий, тантал и бор.

Специализация гранитоидных массивов Северного Нуратау на перечисленные элементы — один из критериев при поисковых работах.

На основании минералого-петрографических и геохимических исследований можно сделать следующие выводы.

1. Устукский и Акчопский массивы отвечают двум последним фазам верхнекарбонново-нижнепермского магматического комплекса: 1) интрузивы биотитовых гранитов занимают 90—95% от общей площади массивов. Резко подчиненную роль играют дайкообразные и мелкие штокоподобные тела ультракислого состава (аляскиты).

2. Установлены характерные типы аксессуариев: для биотитовых гранитов присуща преимущественно циркон-монацитовая ассоциация, а для лейкократовых гранитов — монацит-тантал-ниобатовая. В распределении аксессуарных минералов пород каждой фазы устанавливается прямая зависимость от петрогенных элементов. Это выражается в том, что от центральной части массивов к их периферии возрастает основность пород, количество цветных минералов, апатита, ортита, магнетита и др.

3. На основании многочисленных количественных химических анализов установлены средние содержания редких и рудных элементов по каждому массиву с учетом площадного распространения различных по составу типов пород. Эти содержания являются фоном для гранитоидов центральной части Северного Нуратау.

4. Аксессуарные минералы и геохимические данные подтверждают двухфазное строение рассматриваемых массивов. Породы каждой фазы характеризуются типоморфными аксессуарными минералами и определенным средним уровнем содержания редких и рудных элементов.

5. Отчетливо наблюдаются количественные и качественные различия в распределении некоторых редких элементов в породах и породообразующих минералах внутри отдельных фаз каждого массива. От биотитовых к лейкократовым гранитам уменьшается концентрация железа, титана, хрома, никеля, ванадия, вольфрама, молибдена, золота, меди, цинка, лития, фосфора, фтора, бора и др. В том же направлении возрастает количество калия, рубидия, таллия, ниобия, тантала, урана и др. При этом, в эндоконтактных участках (гибридизированных разностях) каждой фазы обоих массивов фиксируется повышенное содержание железа, титана, магния, алюминия и т. д.

6. Результаты многочисленных анализов породообразующих и аксессуарных минералов на редкие элементы позволили наметить следующие особенности распределения их в мономинеральных фракциях. 50—90% редких элементов концентрируется в породообразующих минера-

лах (полевых шпатах и биотитах) и лишь небольшая их часть связана с аксессуарными минералами.

7. Основными типами минерализации Северного Нуратау являются высокотемпературные скарново-шеелит-молибденитовая и кварц-золоторудная. При этом, вольфрам-молибденовая минерализация связана с породами второй и третьей фазы интрузии и размещается в зонах активных контактов, а золоторудная минерализация располагается в удалении до 2 км от массивов.

8. Установлено, что Устукский и Акчопский массивы комплексно-металлогенически специализированы в отношении вольфрама, молибдена, золота, ниобия, тантала, свинца, цинка и бора. При этом, гранодиориты и биотитовые граниты — на вольфрам, молибден, золото и бор, а лейкократовые — на ниобий, тантал, свинец.

Актауский интрузив

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ И ГЛУБИННОСТЬ ИНТРУЗИВА

Актауский интрузив является одним из куполов Нуратинского батолита (Абдуллаев, 1937; Исамухамедов, 1955). Формирование его относится к герцинскому циклу тектогенеза. Интрузив приурочен к осевой части крупной антиклинали, сложенной осадочно-метаморфиче-

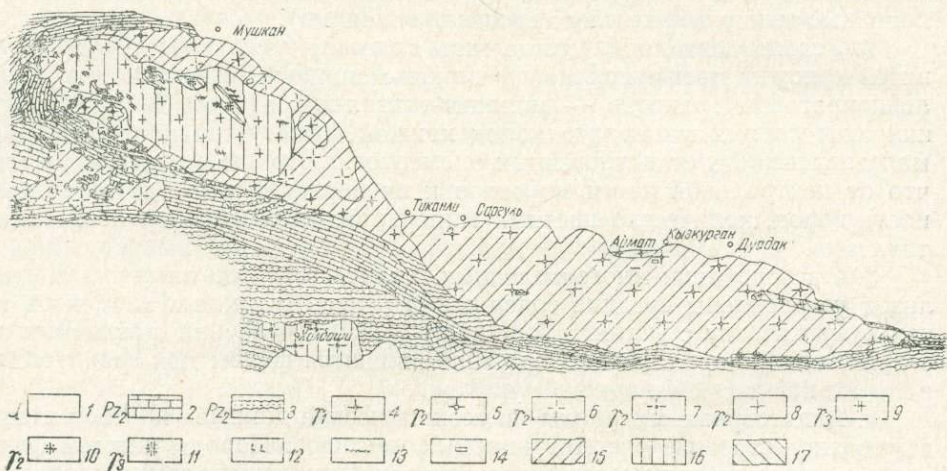


Рис. 24. Геологическая схема гранитоидов Актауского интрузива с данными распределения типичных аксессуарных минералов (составил П. Т. Азимов, 1967).

1—четвертичные отложения; 2—мраморизованные известняки; 3—сланцы и песчанистые сланцы; 4—кварцевые диориты; 5—гранодиориты и адамеллиты амфиболово-биотитовые, 6—гранодиориты и адамеллиты биотитовые, 7—биотитовые граниты порфирировидные; 8—биотитовые граниты, 9—аляскиты, 10—лейкократовые граниты метасоматические (образовавшиеся за счет биотитовых гранитов), 11—лейкократовые граниты метасоматические (образовавшиеся за счет аляскитов), 12—дайки диоритовых порфириров и гранодиорит-порфириров, 13—пегматиты, 14—гранит-аплиты, 15—площадь преимущественного распространения кальциевых аксессуарных минералов, 16—площадь преимущественного распространения аксессуарных минералов фосфатов редких земель (монацит, ксенотим), 17—площадь преимущественного распространения аксессуарных минералов титано-тантало-ниобатов и фосфатов редких земель (ильменорутил, колумбит-танталит, блонстрандин, монацит, ксенотим).

скими породами. В основании разреза этой толщи лежат кристаллические сланцы разного состава, перекрывающиеся мраморизованными известняками. Выход интрузива в плане имеет сильно вытянутую эллипсоидальную форму с пережимом в середине (рис. 24). Площадь его выходов на современный эрозионный срез составляет около 260 км². В юго-западной части, в удалении от главного интрузива, располагаются

две небольшие апофизы: Янгаклинская и Халбашинская, с площадью выхода соответственно 20 и 18 км².

Интрузив протягивается в северо-западном направлении на расстояние до 70 км при ширине 4—5 км. Большой своей частью интрузив контактирует с ороговикованными сланцами и отчасти известняками. Контакт почти во всех случаях падает под углом 70—75° в сторону от интрузии, за исключением участка скарнового месторождения Лянгар.

Янгаклинский интрузив расположен несколько южнее западной части Актауского и приурочен к ядру антиклинальной складки второго порядка, осложняющей южное крыло общего антиклинория. Он имеет в плане неправильную форму и вытянут в широтном направлении на расстояние около 8,5 км при ширине 1,5—2 км. Современный эрозионный срез вскрывает, по-видимому, апикальные его части. Сам интрузив является штокообразным сателлитом Актауского интрузива и прорывает главным образом известняки.

Халбашинский интрузив располагается в 2 км к югу от восточной части Западного Актау, т. е. к югу от вершины Акчокки и также приурочен к ядру антиклинальной складки второго порядка, осложняющей южное крыло антиклинория, и прорывает сланцы. Он несколько вытянут в широтном направлении на расстоянии около 8 км при ширине 2,5 км.

Тектоника. Тектоническая структура гор Актау формировалась в две орогенические фазы. Из них более древняя обуславливает перерыв и угловое несогласие между верхнесилурийскими известняками и свитами нижнего палеозоя. С ней связаны основные тектонические структуры палеозоя. Палеозойские отложения интенсивно смяты в сложную антиклинальную складку, формировавшуюся в период герцинской орогении. Эта складка протягивается на 60 км и относится к числу крупных тектонических единиц района (Южно-Нуратинский антиклинорий, по Б. Ф. Василевскому, 1948).

Вблизи интрузива, располагающегося в осевой части антиклинали, пласты имеют обычно более крутые углы наклона, постепенно выполаживающиеся в сторону от него. Крылья складки осложнены рядом более мелких складок, большей частью опрокинутых к северу. В результате орогенических фаз проявились и дезъюнктивные дислокации. Так гранитная магма внедрялась в зону крупного тектонического разрыва.

Дезъюнктивные нарушения в районе распространены довольно широко. Наиболее крупные из них протягиваются в широтном и северо-западном направлении и лишь в некоторых случаях — в меридиональном.

К наиболее крупным послегерцинским дезъюнктивным нарушениям относятся разломы вдоль северного подножия Актау, связанные с образованием Нуратинской долины. Движение по ним сопровождалось интенсивными процессами милонитизации. Сопряженными с ними являются зоны тектонических разрывов, проходящие через пос. Тыканлик. Здесь глубинные породы интенсивно милонитизированы. В зонах разломов в сланцах развиты кварцевые жилы, в известняках — кальцитовые, в изверженных породах — хлоритизация, эпидотизация и окварцевание.

Наиболее крупные дезъюнктивные дислокации связаны с альпийским орогенезом, возможно, часть их заложена еще в герцинскую эпоху и впоследствии подвергалась обновлению. **Геологический возраст** Актауского интрузива до последнего времени условно считался послесреднекарбовым по аналогии с другими интрузивами гор Нуратау. По данным 18 определений (по К/Аг методу по биотитам и мусковитам, определение Ф. Аскарова) различных фаз интрузий абсолютный возраст по-

род Актауского интрузива датируется в пределах 255—272 млн. лет, что соответствует нижней перми (геохронолог. шкала СССР, 1964).

Глубинность интрузий. Вопрос о глубинности интрузий в Западном Узбекистане освещался в работе И. Х. Хамрабаева (1958). Он все интрузивы Западного Узбекистана относит к фации средних и малых глубин.

Восточная половина Актауского интрузива по сравнению с западной менее эродирована, меньше развиты пегматиты и лейкократовые граниты, почти повсеместно содержится амфибол и кальциевые акцессории (апатит, сфен, ортит, эпидот).

Актауский интрузив характеризуется батолитовой формой, широким распространением гибридных пород в приконтактных зонах, проявлением порфиroidных структур и пегматитов с акцессорными минералами бериллия (берилл), титана, тантала и ниобия (титано-танталониобаты) и редких земель (монацит, ксенотим; ортит, блонстрандин). Отмечаются также контактово-метаморфические изменения, выразившиеся в проявлении ореола слюдистых, андалузитово-кордиеритовых, силлиманитовых, известково-силикатовых роговиков. В зоне эндоконтакта развиты мелкозернистые, реже порфиroidные разности гранитоидов. На контактах с известняками образуются пироксеновые, пироксен-гранатовые и волластонитовые скарны. Первые несут молибден-вольфрамовое оруденение (месторождение Лянгар). Эти особенности Актауского интрузива (по классификации глубинности интрузивов Д. И. Горжевского и В. К. Козеренко, 1965) и данные содержания связанной воды, колеблющейся в пределах 2,1—3,3% (Хамрабаев, Искандаров, 1964), позволяют отнести его к мезоабиссальной фации с глубиной формирования 2—3,5 км.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВА

В строении Актауского интрузива принимают участие гранитоиды, варьирующие по составу от кварцевых диоритов до аляскитов и их жильных образований.

Различные исследователи (Н. Я. Якушев, В. А. Мельниченко, 1942; Х. М. Абдуллаев, 1937, 1942; В. С. Мясников, 1957; И. М. Исамухамедов, 1947, 1955; О. М. Римская-Корсакова и др., 1955) в различные годы выделяли от одного до четырех интрузивных фаз. Наиболее детальные петрографические исследования, наряду с таковыми по другим интрузивам Нуратинских гор, проведены И. М. Исамухамедовым. Он выделяет три интрузивные фазы.

Проведенные нами петрографо-минералого-геохимические исследования также подтверждают проявление трехфазной интрузии с жильно-магматическими образованиями. Схема формирования Актауского интрузива представлена в табл. 38.

Постмагматические образования, связанные с гранитоидной интрузией, представлены: а) скарнами; б) альбит-хлоритовыми породами; в) кварц-полевошпатовыми, турмалиновыми образованиями; г) кварцевыми жилами с шеелитом, пиритом и золотом. Большинство из этих образований (за исключением турмалиновых и альбит-хлоритовых пород) концентрируется в западной части интрузива и его экзо- и эндоконтактных частях. Ниже дается краткая характеристика пород отдельных фаз (формаций) Актауского интрузива.

Формация кварцевых диоритов. Породы данной формации прорывают осадочно-метаморфическую толщу нижнего палеозоя и в свою очередь прорываются биотитовыми гранитами, что позволяет считать их

самыми ранними образованиями интрузива. Кварцевые диориты и их разновидности, в основном, приурочены к периферическим частям интрузивов и протягиваются вдоль контактов в виде полосы шириной 100—200 м и протяженностью до 3 км. Их выходы на современном уровне среза составляют 27 км². Из них 90% обнаженной поверхности находится в западной половине интрузива.

Кварцевые диориты представлены темными, темно-серыми, равномерно- и тонкозернистыми породами. Вблизи контакта с вмещающими осадочно-метаморфическими породами они приобретают порфирировидную структуру. Последняя обусловлена фенокристаллами плагиоклаза размером до 1 см. Порфирировидная структура с глубиной и по мере удаления от контактов внутрь интрузива исчезает. Кварцевые диориты состоят из плагиоклаза № 30—40 (50—55%), биотита (15—23%), амфиболла (10—25%), кварца (18—22%), незначительного количества (до 7%) калинатриевого полевого шпата (0,5—5,0%) и аксессуаров.

Таблица 38

Схема формирования Актауского интрузива

Главные фазы (формации выщелачивания)	Собственно интрузивные породы			
	главная интрузивная фаза	фации эндоконтактов	апофизы	жилые породы
I	Кварцевые диориты	Биотит-амфибол-кварцевый диорит	Нет	Гранодиорит-порфир
II	Биотитовые граниты	Биотит-амфиболовые гранодиориты и адамеллиты с порфирировидной структурой	Порфирировые граниты (Халбашинский) и гранодиориты (Янгоклинский)	Аплит-граниты и пегматиты
III	Аляскиты (лейкократовые граниты)	Аляскиты с биотитом и амфиболом	Нет	Аплит-граниты и пегматиты
		Послегранитные дайки		Гранодиорит-порфиры и диоритовые порфиры

Характерными аксессуарными минералами являются сфен, апатит, ортит, циркон, магнетит, ильменит, гранат. Вторичные минералы — хлорит, мусковит, серицит, альбит, кварц, цоизит, эпидот.

Структура пород гипидиоморфнозернистая, характеризуется большим идиоморфизмом цветных минералов по отношению к плагиоклазу при резком ксеноморфизме микроклина и кварца.

Кварцевые диориты содержат обилие неравномерно распределенных ксенолитов сланцев. Наиболее крупные из них (200×50 м) располагаются вблизи сланцевой толщи, а более мелкие — в удалении от нее. Ксенолиты сланцев превращены в роговики или гибридные породы диоритового состава. Наблюдаемые в кварцевых диоритах неоднородность и порфирировидность связаны с контаминацией их материалами вмещающих пород.

Формация биотитовых гранитов. Вторая фаза интрузии представлена породами формации биотитовых гранитов, занимающих более 80%

всей площади пород массива. В состав этой формации входят биотитовые граниты, адамеллиты, гранодиориты и их амфибол-биотитовые и двуслюдяные (биотит-мусковитовые) разновидности с различной степенью порфириовидности. При этом нормальные биотитовые граниты занимают центральную часть интрузива, а к контакту и к апикальным частям они переходят в перечисленные разновидности, часто приобретая порфириовидную структуру. Двуслюдяные граниты являются метасоматически измененной разновидностью биотитовых гранитов. Вследствие ассимиляции биотитовыми гранитами вмещающих пород химический и минералогический состав их меняется. Наблюдается уменьшение количества и размеров ксенолитов сланцев от периферии к центру и в глубь массива. В этом же направлении прослеживается постепенный переход от более основных разновидностей пород к типичным биотитовым гранитам. В контакте с кварцевыми диоритами биотитовые граниты содержат ксенолиты кварцевых диоритов.

Относительный возраст формации биотитовых гранитов устанавливается по пересечению ими кварцевых диоритов.

Биотитовые граниты микроскопически представлены равномерно-зернистыми породами, сложенными калиевым полевым шпатом (микроклин, 32—38%), плагиоклазом (№ 20—25, 28—32%), кварцем (27—30%), биотитом (6—8%), акцессорными минералами (0,1—0,8%), которые представлены монацитом, ксенотимом, апатитом, цирконом, реже блонстрандином, сфеном, ортитом. Вторичные минералы — хлорит, мусковит, серицит, сагениит, сфен (II), магнетит (II), гематит, эпидот, цоизит, кальцит.

Структура биотитовых гранитов гипидиоморфнозернистая. Ближе к апикальным частям интрузивов некоторые минералы (плагиоклаз, микроклин, реже кварц) увеличиваются в размерах (0,3—1 см) и порода становится порфириовидной.

Порфириовидным биотитовым гранитом сложена внутренняя часть Халбашинского интрузива. К периферии интрузива порфириовидный биотитовый гранит переходит в порфириовидный гранодиорит.

Порфириовидный биотитовый гранит состоит из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита, кварца, реже амфибола. Главные акцессорные минералы представлены монацитом, ксенотимом, цирконом, апатитом, реже сфеном, ортитом и магнетитом. Последние четыре акцессорных минерала характерны для порфириовидных гранодиоритов.

Порфириовидные выделения представлены калиевым полевым шпатом и плагиоклазом, размеры которых колеблются в пределах 1, реже 2—3 см. Они более выражены в приконтактных частях, где породы по составу приближаются к адамеллиту и гранодиориту с большим количеством ксенолитов сланцев размером до 0,5 м, зачастую превращенных в порфириовидные гранодиориты.

Адамеллиты и гранодиориты являются наиболее основными по химизму разновидностями приконтактных участков биотитовых гранитов. Вся эндоконтактная зона интрузии биотитовых гранитов представлена адамеллитами и гранодиоритами. Эта зона наиболее сужается на контакте с кварцевыми диоритами и расширяется (50—100 м) на контакте с осадочно-метаморфической толщей.

Янгаклинский интрузив полностью сложен породами гранодиорит-адамеллитового состава. Этот интрузив большей частью контактирует с мраморизованными известняками и под ними (западный борт Лянгар-сая) сочленяется с Актауским. Минералогический состав гранодиорит-адамеллитов: плагиоклаз, калишпат, кварц, биотит, реже амфибол. Ак-

цессорные минералы представлены сфеном, ортитом, апатитом, цирконом, магнетитом.

Гранодиорит-адамеллиты вблизи контакта с вмещающими осадочно-метаморфическими породами имеют слабо порфирированную структуру. Порфирированные выделения представлены плагиоклазом, реже калиевым полевым шпатом. Минералогический состав гранодиоритов в зависимости от состава контактирующей осадочной толщи различен. Так, в случае контакта со сланцами амфибол преобладает над биотитом, из акцессорных минералов содержатся ильменит и магнетит, а с известняками — амфибол незначителен или отсутствует; из акцессорных характерны минералы кальциевого ряда: сфен, апатит, ортит.

Амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты характерны для восточной части Актауского интрузива, где имеют почти повсеместное распространение в отличие от его западной половины. Наличие амфиболов характерно для апикальных частей интрузий и объясняется ассимиляцией вмещающих толщ гранитами (Исамухамедов, 1955). По химическому составу породы этой разности более основные. Из акцессорных минералов характерны апатит, ортит, сфен, циркон, магнетит, из вторичных — хлорит, эпидот, мусковит.

Формация аляскинтов и лейкократовых гранитов. Одни исследователи к этой формации относят все лейкократовые граниты района (Абдуллаев, 1939; Исамухамедов, 1955; Римская-Корсакова и др., 1956) и рассматривают их как конечную самостоятельную фазу интрузии. Другие (Мясников, Фроленский и др.) считают их краевой фацией биотитовых гранитов, третьи (Румянцев, Чернявский, 1960, 1962) считают лейкократовые граниты результатом гидротермальной переработки биотитовых гранитов. Наши наблюдения, а также исследования Х. М. Абдуллаева и А. Ф. Свириденко (1960) позволяют различать магматические (аляскинтовые) и метасоматические лейкократовые граниты. Первые являются самостоятельными фазовыми образованиями, имеющими интрузивный контакт с вмещающими интрузивными породами. Они развиты главным образом на контактах между гранитоидами разных фаз и вмещающими осадочными толщами в виде дайковых и штокообразных тел, прорывающих все более ранние по возрасту интрузивные породы района. Большие (штоковые) тела прорывают биотитовые граниты (участок Дальний, Джайлау, Сабзарсай) и осадочно-метаморфические толщи известняков и сланцев на юге и севере от горы Такку. Развиты они в основном на западной половине интрузива. На восточной имеется всего два больших тела аляскинтов (кишл. Чинар и Кизкурган). Они имеют субширотное простирание, в целом параллельны длинной оси интрузива.

Магматические лейкократовые граниты представлены мелкозернистыми плотными породами светло-серого, беловато-серого и розового цвета. Состоят из микроклина, плагиоклаза, кварца, мусковита и биотита. В лейкократовых гранитах Восточного Актау (кишл. Чинар) установлено присутствие амфибола (меньше 1%). Из акцессорных минералов характерны гранат, монацит, ксенотим, циркон, титано-танталониобаты. Структура породы гипидиоморфнозернистая. Широким распространением пользуется также микрографическая структура, обусловленная срастанием кварца с микроклином.

Метасоматические лейкократовые граниты образуются в результате метасоматических изменений формации биотитовых и аляскинтовых гранитов (Свириденко, 1961). Примером лейкократовых гранитов, образовавшихся за счет биотитовых гранитов и гранодиоритов, являются породы участка Водораздельный (рис. 25). Их характерная особенность — почти полное отсутствие темноцветных минералов, большее содержание

мусковита (до 15%), развитие альбитизации и зернистая структура (шл. 5078/12). Минералогический состав: плагиоклаз (№ 15—18), микроклин, биотит, мусковит, альбит. Акцессорные минералы представлены апатитом, рутилом (сагенит), монацитом (II), анатазом, гранатом, магнетитом (II) и цирконом. Из вторичных минералов развиты гидроокислы железа (до 90% тяжелой фракции), встречается значительное количество кальцита, эпидота, хлорита. Подобные лейкократовые граниты в пределах Актауского интрузива встречаются в нескольких местах, но площади их развития незначительная. При микроскопическом изучении установлен постепенный переход биотитовых гранитов и гранодиоритов в лейкократовые разновидности. Для них характерно также обилие мусковита, граната, апатита, гидроокислов железа, рутила (сагенита) и наличие монацита (II).

Метасоматическому изменению подвержены также аляскиты, что особенно сильно проявлено в апикальных частях штоковых тел аляскитов (уч. Дальний, Джайлау), где они четко выделяются белым цветом

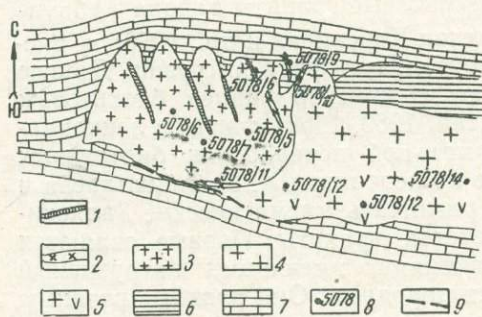


Рис. 25. Схематическая карта штока лейкократовых и биотитовых гранитов на Водораздельном участке Актауского интрузива. 1—кварцевые жилы, 2—гранит-аплиты, 3—аляскиты 4—биотитовый гранит, 5—лейкократовый гранит метасоматический, образовавшийся за счет биотитовых гранитов, 6—сланцы, 7—известняки, 8—места взятия проб, 9—разлом.

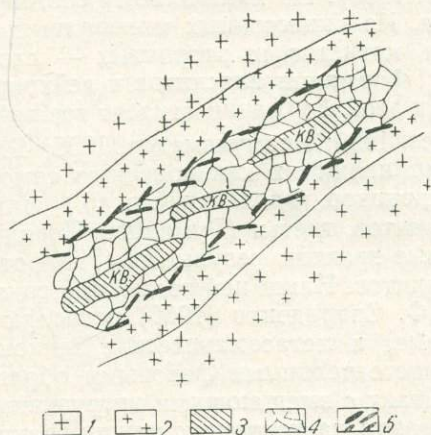


Рис. 26. Распределение ортита в пегматите, участок Джайлау.

1—биотитовый гранит, 2—гранит-аплитовая зона пегматита, 3—кварцевые обособления, 4—зона блокового выделения пегматита, 5—зона минерализации ортита.

на серовато-розовом фоне биотитовых гранитов. В них четко устанавливаются пертитовый распад калинатриевых полевых шпатов, образование альбита, мелкозернистого кварца. Они отличаются от менее измененных разновидностей также большим содержанием мусковита, граната и акцессорными минералами — монацита, титано-тантало-ниобатов. В некоторых местах аляскиты часто перекристаллизованы — пегматизированы и в них кристаллы монацита, тантало-ниобатов значительно крупнее. К ним же приурочены мелкие жилки пегматитов с кристаллами берилла и титано-тантало-ниобатов.

Наблюдается тяготение и приуроченность метасоматических лейкократовых гранитов к зонам нарушений (участок Водораздельный) и куполам штоковых тел (участки Дальний, Джайлау).

Сотрудниками Самаркандского геолого-разведочного треста (1958—1960) разведаны метасоматические лейкократовые граниты для разработки на керамическое сырье (Талалов, Чернявский, 1958—1960). При разбуривании таких штоковых тел на 300—400 м вглубь, подошва их

не была достигнута. В настоящее время эти граниты разрабатываются на керамическое сырье.

Жильные и измененные породы. Гранит-аплиты развиты главным образом в западной части Актауского интрузива (окрестности пос. Лянгар). По сравнению с пегматитами они распространены меньше. Представлены маломощными жилами, которые прорывают кварцевые диориты и биотитовые граниты. Мощность жил 0,1—0,5 м. Из-за невозможности установления взаимных пересечений гранит-аплитов формации биотитовых гранитов с таковыми формации аляскитов, нам не удалось расчленить их. Они, как правило, развиваются в ослабленных зонах — в контактах между гранитоидами различных фаз и на контакте последних с вмещающими породами.

Аляскиты часто в периферических частях своих тел ответвляются в виде аплитовых жил, почти ничем не отличающихся от гранит-аплитов. Нами отмечена жила гранит-аплита мощностью 10 см, протяженностью 12 м в порфировидном граните Холбашинского интрузива. Порода мелкозернистая с аплитовой структурой. Главными минералами являются плагиоклаз (олигоклаз), калиевый полевой шпат, кварц; акцессорные — апатит, циркон, гранат.

Гранит-аплиты в пос. Лянгар встречаются в виде маломощных жил (до 0,5 м) незначительной протяженности (до 20—30 м). Минералогический состав их тот же, что и в лейкократовых гранитах, а акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ильменитом, блонстрандином, монацитом, реже сфеном, апатитом. Во всех гранит-аплитах отмечено низкое содержание акцессорных минералов.

Пегматиты в районе имеют наибольшее распространение по сравнению с другими жильными породами. Они представлены линзами, жилами, гнездами и телами неправильной формы. Наиболее развиты пегматиты в западной половине интрузива. Мощность их варьирует от нескольких сантиметров до 30 м при протяженности до 300 м (уч. Кыз-курган), простираение обычно меридиональное. Они приурочены к контактовым участкам. По периферии обладают аплитовидной, затем графической структурой.

Пегматиты Актауского интрузива имеют магматическое и метасоматическое происхождение. Первые, как правило, обладают значительной мощностью, имеют зональное строение с четким выделением следующих зон: кварцево-плагиоклазовой с мелкозернистой структурой (I этап выделения); микроклин-кварцевой (II этап выделения) и кварцевой (III этап). Такая зональность отражает последовательность минералообразования, которая отделяет этапы друг от друга во времени и заканчивается образованием акцессорных минералов: монацита, ортита, колумбита и др. (рис. 26).

Пегматиты магматического генезиса состоят главным образом из плагиоклаза, микроклина, кварца, в меньшем количестве мусковита, очень редко биотита.

Из акцессорных минералов преобладают гранат, титано-тантало-ниобаты (ильменорутил, колумбит, танталит), блонстрандин, монацит, ксенотим, реже ильменит, магнетит, ортит, апатит и сфен. Пегматиты с обилием кальциевых и железотитановых минералов характерны для эндоконтактовых зон интрузий и большей частью связаны с явлениями гибридации.

Пегматиты метасоматического генезиса представлены маломощными телами линзовидной и неправильной формы протяженностью до 2—5 м (рис. 27, 28). Они приурочены к трещинам, где образуют жилы, линзообразные тела, либо возникают в результате перекристаллизации

алюмосиликатов. Главные минералы: микроклин, альбит, кварц, мусковит, гранат. Из аксессуаров — берилл, колумбит, иттроортит.

В приконтактовых участках (на контакте со сланцами) пегматит содержит турмалин (рис. 29), который образует большие (до 1×2 см) кристаллы, распространенные равномерно и в виде мелкокристаллических гнезд и жил. Экзоконтактовое обрамление интрузива пегматитами с развитием турмалина отмечается также и в интрузивах Шетского района (Пламеневская, 1955).

Таким образом, по минералогическому составу пегматиты можно разделить на: 1) кварц-полевошпатовые с акцессорными танталониобатами и редкоземельными минералами; 2) кварц-полевошпат-турмалиновые с апатитом и гранатом; 3) кварц-полевошпатовые с акцессорными бериллом, тантало-ниобатами, ортитами и т. д.

Гранодиорит-порфиры и диоритовые порфиры в Актауском массиве очень редки. Они распространены в приконтакто-

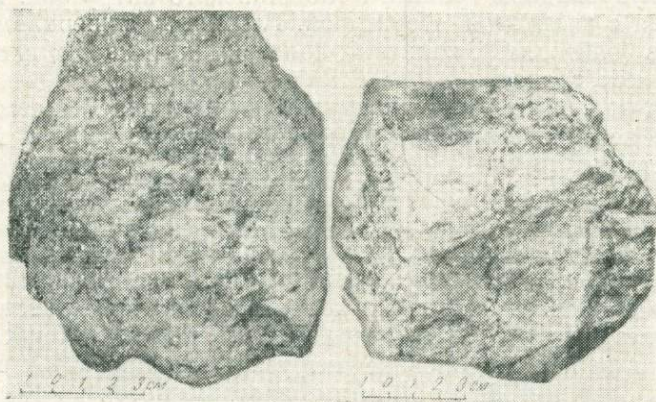


Рис. 27. Пегматоидные образования с бериллом и титано-тантало-ниобатами, развивающиеся в лейкократовых гранитах. Обр. № 8507/1, 8339/1.

вых частях интрузива (кишл. Кизкурган, Янгаклы). Во всех случаях они прорывают биотитовые граниты, образуя в них дайки мощностью 1—2 м, протяженностью 200—300 м. Это плотные мелкозернистые породы темно-зеленого цвета с порфировыми выделениями плагиоклаза, биотита, роговой обманки, реже кварца. Эти же минералы входят в состав основной массы породы. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом с преобладанием первого. Структура пород порфировидная.

Тектониты представлены милонитами, какеритами и катаклазитами, связанными с дислокационным метаморфизмом. Они распространены преимущественно в восточной половине интрузива и образуют дайкообразные тела шириной 5—6 м, прослеживающиеся на значительные расстояния. Эти породы образовались, возможно, в эпоху альпийского тектогенеза (Исамухамедов, 1955).

Гипогенные изменения гранитоидов Западного Узбекистана подробно освещены в работах И. Х. Хамрабаева (1958). Он выделяет более ранние и поздние аутометасоматические и постмагматические изменения. В Актауском массиве более ранние метасоматические (автометасоматические) изменения интрузивных пород замаскированы последующими более поздними (постмагматическими). Кроме того, на гипо-

генные изменения, проявленные в ранних фазах гранитоидов — кварцевых диоритах, накладываются постмагматические изменения, связанные с последующими фазами.

В гранитоидах Актауского массива проявлены следующие гипогенные изменения: ранняя альбитизация, мусковитизация, эпидотизация, скарнирование, перекристаллизация (метасоматические пегматиты), поздняя (гидротермальная) альбитизация, турмалинизация и карбонатизация.

Альбитизация является региональным видом изменения и предшествует всем видам изменений рассматриваемых пород. Ею затронуты гранитоиды всех фаз. Альбитизация выражается в образовании альбита по олигоклазу, альбита (пертита) по микроклину, а также в образовании постмагматических альбитов в ходе пневматолито-гидротермального процесса. В кварцевых

диоритах плагиоклаз более основного состава (андезин) замещается более кислым — альбитом, который образует оторочки по периферии зерен первого. Внутренние части подобных зерен замещены агрегатом серицита, эпидота, изредка тонкочешуйчатого биотита (шл. 8522). В биотитовых и лейкократовых (аляскитоидных) гранитах наряду с олигоклазом альбит замещает местами и микроклин. При этом по микроклину развиваются две формы прорастания альбита: 1) в виде пертитовых (жилковатых) вростков и 2) альбит, замещенный в шахматном порядке по решетчатому микроклину. Имеется мнение, что решетчатый микроклин образуется при метасоматическом изменении гранитоидов. По видимому, образование решетчатого микроклина относится к более раннему этапу метасоматоза (автометасоматозу), лишь в последующем альбит замещает



Рис. 28. Пегматоидные образования с игольчатыми кристаллами нитроортита.

микроклин вдоль направлений спайности, с образованием шахматного альбита (Болтыров, 1965). Решетчатый микроклин всегда свежий, при этом в одном и том же шлифе имеются нерешетчатые зерна; последние часто пелитизированы и содержат альбит в виде пертитовых прорастаний. Это говорит о позднем метасоматическом образовании микроклиновой решетки, а развивающийся по ней альбит — еще более позднее метасоматическое образование.

Пертитизация микроклина выражается в образовании пертитовых, иногда антипертитовых вростков альбита, которые в некоторых зернах микроклина занимают более половины их площади (шл. 8512).

Серицитизация выражена в образовании серицита по плагиоклазу, реже калиевому полевоому шпату. В кварцевых диоритах, гранодиоритах и гранитах, а также в их порфиоровидных разностях наряду с альбитизацией развивается серицитизация. Серицит присутствует в

виде мелких чешуек, развиваясь по плагиоклазу и местами укрупняясь, образует листочки мусковита (хорошо выражены в фенокристаллах плагиоклаза) и жильбертита (в пегматитах).

Мусковитизация — один из широко распространенных видов гипогенных изменений. Мусковит развивается главным образом по биотиту, полевому шпату — плагиоклазу, реже калиевому полевому шпату. В биотитовых гранитах мусковит замещает до 30—50% зерен биотита с образованием двуслюдяных гранитов (верховья Мушканская, участок Водораздельный, север Каричская). На участке Водораздельном в метасоматических лейкократовых гранитах с мусковитом ассоциирует альбит, развивающийся по плагиоклазу, альбит-пертит и альбит замещения. Титан, освобождающийся при замещении биотита мусковитом, отлагается в виде рутила (сагенита). В лейкократовых гранитах мусковит является основной частью вторичных минералов и составляет

5—10, иногда 15% объема породы. Процесс мусковитизации биотитов настолько интенсивен, что охватывает даже зерна полевых шпатов.

Образование мусковита по полевому шпату, в частности, по плагиоклазу объясняется воздействием на плагиоклаз слабо щелочных растворов, в результате чего образуется мусковит и альбит (Студенникова и др., 1960).

С мусковитом, как правило, тесно ассоциирует монацит, ксенотим, циркон, наэтит, титано-тантало-ниобаты (бломстрандин, ильменорутил). В лейкократовых гранитах, подверженных метасоматическим изменениям, образуются метасоматические

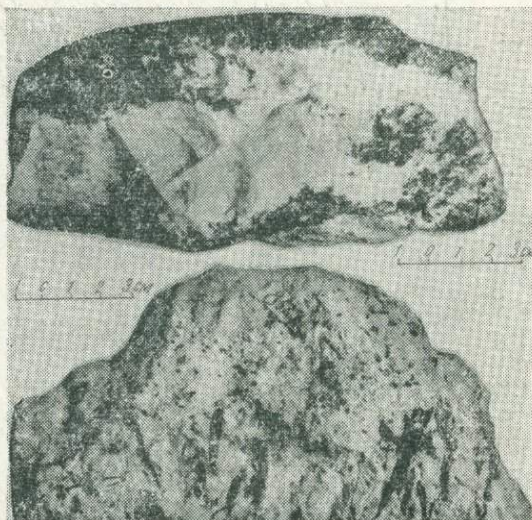


Рис. 29. Аплит и турмалиновый пегматит (киш. Кошчинар и Таули, Вост. Актау).

тические пегматиты, в которых появляется укрупненный мусковит в виде скоплений листочков.

В пегматитах мусковит образует гнезда и скопления в виде серых пластинок размером 1—5 см. В приальбандовых частях пегматитовых тел и трещинах в гранитах с мусковитом тесно ассоциирует гранат. В лейкократовых гранитах мусковит распределяется неравномерно, концентрируясь в полосы, что свидетельствует о его автометаморфическом генезисе.

Хлоритизация по времени моложе альбитизации, серицитизации и мусковитизации и является широко распространенным видом постмагматических изменений. Она широко развита на восточной половине интрузива и выражена в замещении биотита и амфибола хлоритом. В этом случае биотит постепенно осветляется, образуя полосы зеленого и светло-зеленого цвета, иногда одновременно с ним развивается мусковит. При хлоритизации цветных минералов по спайности образуются зерна сфена, рудного минерала (магнетит и ильменит), а также игольчатый рутил (сагенит). Нередко при хлоритизации амфибола появляются зерна эпидота, а при осветлении — листочки биотита, зерна кварца

и кальцита. Хлоритизация сопровождается альбитизацией. При рассмотрении площадного развития гипогенных изменений, можно заметить, что в восточной половине интрузива сильно развита хлоритизация, а в западной — мусковитизация. Хлоритизация с альбитизацией более свойственны апикальным частям интрузивов (Хамрабаев, 1958), а мусковитизация характерна для более глубоких. В связи с этим можно предположить, что восточная половина изучаемых интрузивов имеет несколько меньший эрозионный срез по сравнению с западной частью массива.

Карбонатизация выражается в наличии кальцита в измененных гранитоидах, где он развивается по плагиоклазу, местами кальцит заполняет мелкие трещины в породе. Он имеет наибольшее распространение в гранитоидах, вблизи их контакта с известняками.

В Актауском интрузиве в отдельных участках образуются альбитовые жилки мощностью 15—20 см. Они состоят из 80—85% альбита (№ 0—10), 12—15% кварца, 4—5% микроклина, 0,8% сфена, 0,3% ортита. Альбит имеет таблитчатую форму с простым двойником.

Все гранодиориты Актауского интрузива на контакте с известняками образуют скарны от десятков сантиметров до 0,5, редко 1—2 м мощностью. Они служили объектом специальных исследований Х. М. Абдуллаева (1939), Н. В. Нечелюстова (1937), В. С. Мясникова (1951) и др.

Главные породообразующие и акцессорные минералы

Главные породообразующие минералы пород Актауского интрузива — плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит, амфибол, а также вторичные продукты их изменений — хлорит, серицит, мусковит, кварц, эпидот, цоизит.

Плагиоклаз содержится в гранитоидах Актауского интрузива в различных количествах. В кварцевых диоритах он составляет 60—65%, в биотитовых гранитах — 35—40, в аляскитах — 5—10%. Состав плагиоклазов меняется от основного (лабрадора) к кислому (альбиту № 5—10).

Плагиоклаз (лабрадор-андезин), являющийся составной частью кварцевых диоритов, имеет четкую прямую зональность (до 5—6 зон). Состав его меняется от № 27 в краевых зонах, до № 30 в центральной части, которая часто замещается вторичными продуктами — мусковитом, серицитом, эпидотом, цоизитом; изредка присутствует кальцит и мелкие тонкие иголки апатита. Зерна плагиоклаза, как правило, более идиоморфны по сравнению со всеми другими породообразующими минералами и образуют призматические формы с четкими полисинтетическими двойниками.

В биотитовых, лейкократовых гранитах, аплитах и пегматитах плагиоклаз представлен олигоклаз-альбитом в виде табличек с тонкими полисинтетическими двойниками. Он образует пойкилитовые включения в калиевых полевых шпатах, реже в биотитах.

Калиевый полевой шпат представлен микроклином в виде таблитчатых зерен, ксеноморфных по отношению к плагиоклазу. В кварцевых диоритах содержится наименьшее количество его: от 1—2 до 5—6%, в большинстве это нерешетчатый микроклин с пятнистым угасанием и тонкими пертитовыми вростками.

Микроклин, наряду с плагиоклазом, часто образует порфиридные выделения размером до 1—1,5 см в поперечнике (порфиридные биотитовые граниты Халбашинского интрузива).

В более кислых разновидностях гранитоидов — в биотитовых гранитах и аляскитах — калиевый полевой шпат имеет наибольшее содержание: в

Таблица 39

Среднее содержание редких (акцессорных) элементов в главных типах пород Актауского интрузива и вмещающей толщи и распределение их в породообразующих и акцессорных минералах (вес. %).

Фаза	Тип породы	Li	Rb	Cs	Tl	Be	Sn	Mo	W	Pb	Zn	Cu
		Кларк в изв. пор., по А. П. Виноградову (1962).	0,004	0,02	0,0005	0,0015	0,00055	0,0003	0,0001	0,00015	0,002	0,006
Вмещающие породы	Метаморфические сланцы	0,0011	0,0179	0,0037	0,0011	0,0003	—	0,00016	=	0,023	0,014	0,0044
	Мраморизован. известняки	0,0004	0,0071	0,0003	0,00007	=	—	—	—	0,079	0,0055	0,00123
Первая	Кварцевые диориты	0,0018	0,0130	=	0,00002	0,00023	0,00027	0,00016	0,0016	0,066	0,026	0,0043
Вторая	Гранодиориты	0,0019	0,0160	0,00016	0,00003	0,0002	0,00031	0,00048	0,0022	0,020	0,0104	0,0035
	Биотитовые граниты		0,0197	0,00055	0,00006	0,00035		0,00019	0,00122	0,006	0,0237	0,0026
Третья	Лейкократовые граниты	0,0028	0,0290	0,00015	0,00008	0,00054	0,00018	0,00024	0,0013	0,010	0,00225	0,0026
Жильная	Гранит—аплиты	0,0002	0,0167	=	0,00006	0,0016	—	—	—	0,004	0,0085	0,0043
	Пегматиты	0,0003	0,0188	=	0,00008	0,00052	—	—	—	0,006	0,002	0,0032
	Гранодиорит-порфиры	—	—	—	—	0,00013	—	—	—	0,020	0,005	0,006
Породообразующие минералы	Биотит	0,009— —0,02	0,03 —0,2	0,001— —0,01	0,0001— —0,001	=	0,0016— —0,005	= —0,00053	сл.	0,001— —0,004	0,002— —0,004	0,003— —0,009
	Амфибол	0,001— —0,002	0,01— —0,002	0,001	0,001	0,0007	0,0016— —0,0022	= —0,00053	—	—	0,06	0,006
	Полевой шпат	сл—0,002	0,005— —0,2	0,004 —0,01	0,0004— —0,004	0,0054 —0,0011	—	=	0,0— —0,00063	0,04	0,003— —0,04	0,004— —0,009
	Мусковит	0,01— —0,03	0,1—0,2	0,003— —0,009	0,0002	0,01	0,014— —0,044	=	0,00024 —0,0008	—	0,007	0,003
	Метод определения	Фотопламенометрия			Полярграфия			Колориметрия		Полярграфия		
Акцессорные минералы	Монацит	Ce	La	Pr	Nd	Sm	Y	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho
		19—28	6,2—9,6	3,3—5,7	9,8—11,2	1,7—4,6	1,7—9,8	0,1—0,2	1,3—1,8	0,2—0,3	2,4—4,2	0,1—0,5
	Ортит	9,3—16,0	3,2—7,7	0,8—1,9	2,6—3,5	0,3—0,5	0,12	=	0,1—0,2	=	0,3	=
	Апатит	0,1—0,6	0,1—0,3	0,1	0,1—0,4	0,1	0,01—0,6	=	0,1	=	0,1	=
	Циркон	0,1—0,4	0,1—0,2	0,1	0,3	0,1	0,07—0,1	=	0,1	0,1	0,1	=
	Сфен	0,2	0,1—0,4	=	0,1	=	=	=	=	=	=	=
	Бломстрандин	1,3	0,5	=	0,3	0,2	8,9	=	3,6	0,1	2,6	0,1
Танталониобаты	0,5—1,0	0,2—0,4	0,1	0,3—0,1	0,2	0,01	=	0,1	=	0,1	=	
Метод определения	Рентгено-спектральные и активационные											

Элемент	Тип породы	Zr	Sc	Ga	Ge	Nb	Ta	ΣTR ₂ O ₃	U	Th	V
		Кларк в изв. пор., по А. П. Виноградову (1962).	0,02	0,0003	0,002	0,00014	0,002	0,00035	0,03	0,00035	0,0018
Вмещающие породы	Метаморфические сланцы	0,03	=	0,003	=	0,00008	0,0001	—	0,0010	0,0025	0,003
	Мраморизован. известняки	=	=	=	=	0,0008	=	—	0,00005	0,00037	=
Первая	Кварцевые диориты	0,0256	0,0005	0,002	0,00012	0,00003	0,00004	0,13	0,00039	0,0012	0,002
Вторая	Гранодиориты	0,024	0,0003	0,003	0,00013	0,00064	0,00015	—	0,00034	0,00136	0,003
	Бiotитовые граниты	0,0124	0,00005	0,003	0,0003	0,0013	0,00019	0,13	0,00055	0,0019	0,003
Третья	Лейкократовые граниты	0,0036	=	0,004	0,00012	0,0044	0,00016	0,12	0,00056	0,00284	0,003
	Гранит-аплиты	0,0216	=	0,0036	—	—	—	0,049	0,00057	0,0029	0,003
Жильная	Пегматиты	—	0,0003	0,0033	0,0013	—	—	0,20	0,029	0,007	0,003
	Гранодиорит-порфиры	0,0121	—	—	0,0007	—	—	—	—	—	—
Породообразующие минералы	Биотит	0,01— —0,05	<0,01— —0,05	=	=	0,007— —0,008	0,001— —0,016	0,01— —0,34	0,0017	0,012	—
	Амфибол	0,01— —0,005	0,01— —0,005	0,001	=	0,004— —0,007	0,0024— —0,0081	0,08— —0,16	—	—	—
	Полевой шпат	0,001— —0,005	=	0,00003	0,00008	=	=	0,07— —0,15	—	—	—
	Мусковит	=	=	сл.	0,0001	0,007— —0,028	0,0033— —0,0074	0,14— —0,35	—	—	—
	Метод определения	Спектральный		Колориметрия				Химический	Радиохимический	Спектрометрический	
Акцессорные минералы	Монацит	Er	Tu	Yb	Lu	Nb	Ta	Zr	Hf	U	Th
		0,5—1,4	0,1	0,5—1,4	0,1	0,01— —0,02	=	=	=	=	5,3—10,3
	Ортит	=	=	=	=	=	=	=	=	=	0,01—0,4
	Апатит	=	=	0,1	=	=	=	=	=	0,01—0,02	0,01
	Циркон	=	=	0,1	=	0,01— —0,05	=	36—40	0,9—1,6	1,2	0,5—2,3
	Сфен	=	=	=	=	0,04—0,2	=	=	=	=	=
	Бломстрандин	1,1	0,1	0,8	=	16,7	1,8	=	=	10,8	1,33
Танталониобаты	=	=	=	=	29—32	0,6—>10	=	=	=	=	
Метод определения	Рентгено-спектральные и активационные										

Примечание. (=) — содержание элемента ниже предела чувствительности метода анализа.

Химический состав и светопреломление некоторых породообразующих минералов из гранитоидов Актауского массива

Окислы, %	Биотиты									
	кварцевые диориты	гранодиориты и биотитовые граниты								
		5077/1	5075	8014	8027	8311	8554	5179	5060	5070
SiO ₂	39,20	37,38	38,90	37,48	37,56	36,82	36,76	37,60	37,36	35,76
TiO ₂	2,76	1,79	2,21	3,07	2,91	3,37	3,62	3,26	2,16	2,70
Al ₂ O ₃	15,70	21,73	17,33	15,03	17,42	17,45	15,69	13,64	17,82	17,49
Fe ₂ O ₃	1,67	3,32	5,22	3,23	3,43	5,12	5,02	3,03	6,31	1,20
FeO	15,84	16,20	16,56	22,32	19,44	16,92	18,00	19,44	17,74	17,49
MnO	0,14	0,28	0,56	0,50	0,67	0,34	0,45	0,50	0,42	0,28
MgO	11,30	7,42	6,66	5,72	6,39	7,44	8,20	7,46	6,60	7,48
CaO	6,20	1,80	1,41	1,60	0,80	1,10	1,60	6,60	2,20	2,20
Na ₂ O	0,61	0,12	0,63	0,66	0,61	0,55	0,55	0,51	0,40	0,08
K ₂ O	6,29	7,13	8,58	8,54	8,80	7,86	7,72	6,50	6,19	6,54
H ₂ O	2,00	1,99	0,83	1,62	1,61	2,72	2,36	1,18	2,86	2,92
P ₂ O ₅	—	0,25	0,08	Сл.	0,4	Сл.	0,10	0,10	0,08	0,10
Сумма	99,70	99,75	99,20	99,71	99,76	99,75	99,71	99,82	99,70	99,85
Общая железистость (мол. %)										
$f' = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100$	46,3	59,3	64,1	71,4	66,3	62,0	60,5	62,5	66,4	66,0
Ng ≈ Nm	1,640	1,655	1,656	1,671	1,661	1,651	1,655	1,656	1,668	1,671
Магнезиальность (мол. %)										
$M' = \frac{\text{MgO}}{\text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100$	53,7	40,7	35,7	28,6	33,7	38,0	39,5	37,5	33,6	34,0
Титанистость (мол. %)										
$t' = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2 + \text{MnO}}{\text{TiO}_2} \cdot 100$	8,7	4,83	6,2	7,25	7,1	8,14	7,3	7,56	5,0	5,84
Щелочность (мол. %)										
$\Sigma = \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	0,50	0,36	0,59	0,68	0,60	0,54	0,59	0,58	0,41	0,41

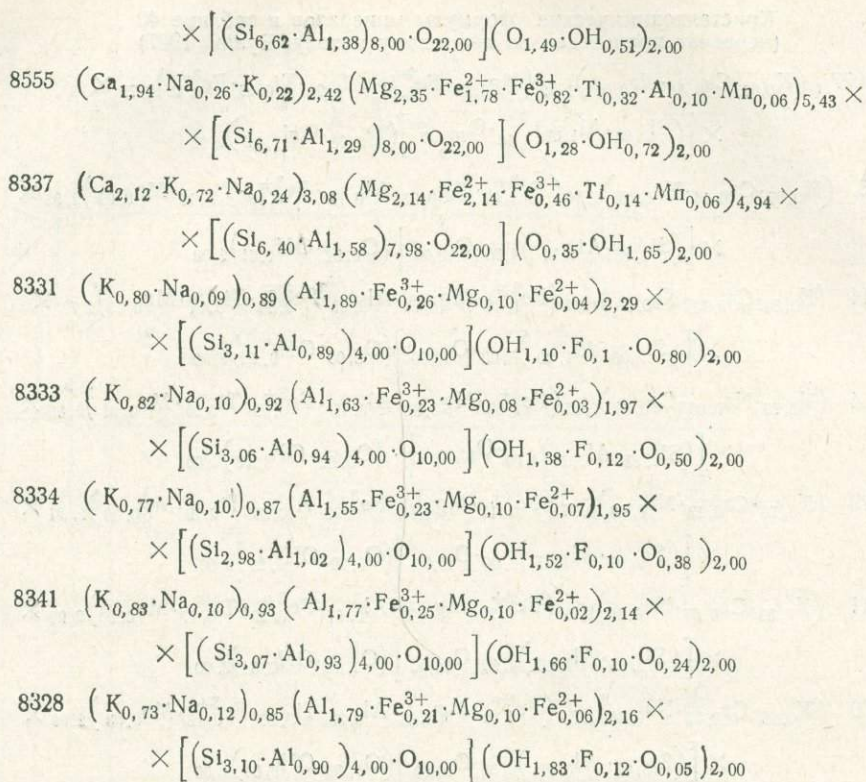
Окислы, %	Бiotиты		Амфиболы					
	гранодиориты и биотитовые граниты		кварцевые диориты	гранодиориты				
	8179/1	8358		5016	8030	8200	8555	8837
SiO ₂	36,80	37,08	43,88	43,12	43,06	43,28	41,40	
TiO ₂	3,69	3,56	1,42	3,00	3,34	2,80	1,22	
Al ₂ O ₃	15,29	13,59	10,48	9,47	8,10	7,70	8,68	
Fe ₂ O ₃	1,63	4,82	6,62	5,86	6,55	7,02	4,02	
FeO	24,12	21,23	14,40	13,28	14,10	13,79	16,56	
MnO	0,50	0,45	0,50	0,53	0,56	0,50	0,5	
MgO	5,48	7,17	8,79	9,87	10,12	10,16	9,27	
CaO	1,00	0,80	11,0	11,6	11,40	11,7	12,8	
Na ₂ O	0,60	0,37	0,95	1,11	0,97	0,94	0,83	
K ₂ O	8,95	8,85	1,23	1,42	1,42	1,08	2,73	
H ₂ O	1,68	1,91	0,651	0,52	0,50	0,70	1,57	
P ₂ O ₅	0,05	Сл.	0,07	0,10	0,08	0,07	0,09	
Сумма	99,79	99,75	99,85	99,91	100,2	99,74	99,67	
Общая железистость (мол. %)								
$f' = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100$	72,4	66,6	56,4	51,4	52,6	52,5	54,9	
$\frac{Ng \approx Nm}{Np}$	1,671	1,661	1,682	1,682	1,685	1,685	1,688	
Магнезиальность (мол. %)	—	—	1,668	1,664	1,664	1,668	1,673	
$M' = \frac{MgO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100$	27,6	33,4	43,6	48,6	47,3	47,4	45,1	
Титанистость (мол. %)								
$t' = \frac{TiO_2}{Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO + TiO_2} \cdot 100$	8,45	7,54	3,43	6,79	7,30	6,08	2,81	
Щелочность (мол. %)								
$\Sigma = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	0,73	0,74	0,27	0,47	0,38	0,30	0,61	

Продолжение табл. 40

Оксиды, %	Мусковиты					Микроклины	
	лейкоократовые граниты				пегматиты		
	8331	8333	8334	8341	8328	8307/1	8354/1
SiO ₂	45,08	45,8	45,54	45,52	46,10	65,04	65,60
TiO ₂	—	—	—	—	—	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	34,20	34,00	33,4	34,0	34,10	19,20	19,68
Fe ₂ O ₃	5,08	4,59	4,94	5,00	4,30	Не обн.	Не обн.
FeO	0,71	0,61	1,32	0,40	1,00	.	0,79
MnO	—	—	—	—	—	.	Не обн.
MgO	1,01	0,87	1,03	1,09	1,09	1,09	0,58
CaO	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0,71	0,78	0,77	0,79	0,87	1,97	2,92
K ₂ O	9,1	9,68	9,18	9,68	8,58	12,71	10,42
H ₂ O	4,2	3,82	3,54	3,70	4,02	—	—
O=F ₂	0,20	0,26	0,22	0,23	0,25	—	—
Сумма	100,37	100,49	100,02	100,49	100,40	100,01	99,99

Кристаллохимические формулы минералов к таблице 40
(пересчет произведен по анионному методу, Булах, 1967)

- 5077/1 $(K_{0,62} \cdot Ca_{0,51} \cdot Na_{0,09})_{1,22} (Mg_{1,28} \cdot Fe_{1,01}^{2+} \cdot Al_{0,24} \cdot Ti_{0,16} \cdot Fe_{0,10}^{3+})_{2,79} \times$
 $\times [(Si_{3,00} \cdot Al_{1,00})_{4,00} \cdot O_{10,00}] (O_{0,98} \cdot OH_{1,02})_{2,00}$
- 5075 $(K_{0,68} \cdot Ca_{0,14} \cdot Na_{0,02})_{0,84} (Fe_{1,02}^{2+} \cdot Mg_{0,83} \cdot Al_{0,79} \cdot Fe_{0,19}^{3+} \cdot Ti_{0,19} \cdot Mn_{0,02})_{2,95} \times$
 $\times [(Si_{2,86} \cdot Al_{1,14})_{4,00} \cdot O_{10,00}] (O_{0,99} \cdot OH_{1,01})_{2,00}$
- 8014 $(K_{0,84} \cdot Ca_{0,11} \cdot Na_{0,09})_{1,04} (Fe_{1,06}^{2+} \cdot Mg_{0,76} \cdot Al_{0,50} \cdot Fe_{0,30}^{3+} \cdot Ti_{0,14} \cdot Mn_{0,03})_{2,79} \times$
 $\times [(Si_{3,00} \cdot Al_{1,00})_{4,00} \cdot O_{10,00}] (O_{2,08} \cdot OH_{0,92})_{2,00}$
- 8554 $(K_{0,79} \cdot Na_{0,09} \cdot Ca_{0,09})_{0,95} (Fe_{1,03}^{2+} \cdot Mg_{0,84} \cdot Al_{0,45} \cdot Fe_{0,29}^{3+} \cdot Ti_{0,19} \cdot Mn_{0,01})_{2,85} \times$
 $\times [(Si_{2,83} \cdot Al_{1,17})_{4,00} \cdot O_{10,00}] (O_{0,62} \cdot OH_{1,38})_{2,00}$
- 8179 $(K_{0,76} \cdot Ca_{0,13} \cdot Na_{0,08})_{0,97} (Fe_{1,17}^{2+} \cdot Mg_{0,94} \cdot Fe_{0,03}^{3+} \cdot Al_{0,28} \cdot Ti_{0,19} \cdot Mg_{0,03})_{2,91} \times$
 $\times [(Si_{2,85} \cdot Al_{1,15})_{4,00} \cdot O_{10,00}] (O_{0,79} \cdot OH_{1,21})_{2,00}$
- 8311 $(K_{0,88} \cdot Ca_{0,07} \cdot Na_{0,10})_{1,09} (Fe_{1,27}^{2+} \cdot Mg_{0,75} \cdot Al_{0,57} \cdot Fe_{0,19}^{3+} \cdot Ti_{0,17} \cdot Mn_{0,04})_{2,99} \times$
 $\times [(Si_{2,95} \cdot Al_{1,05})_{4,00} \cdot O_{10,00}] (O_{1,16} \cdot OH_{0,84})_{2,00}$
- 5060 $(K_{0,66} \cdot Ca_{0,57} \cdot Na_{0,08})_{1,31} (Fe_{1,30}^{2+} \cdot Mg_{0,88} \cdot Al_{0,30} \cdot Ti_{0,20} \cdot Fe_{0,18}^{3+} \cdot Mn_{0,03})_{2,89} \times$
 $\times [(Si_{3,02} \cdot Al_{0,98})_{4,00} \cdot O_{10,00}] (O_{1,36} \cdot OH_{0,64})_{2,00}$
- 5070 $(K_{0,60} \cdot Ca_{0,17} \cdot Na_{0,06})_{0,93} (Fe_{1,11}^{2+} \cdot Mg_{0,75} \cdot Al_{0,46} \cdot Fe_{0,35}^{3+} \cdot Ti_{0,12} \cdot Mn_{0,03})_{2,82} \times$
 $\times [(Si_{2,86} \cdot Al_{1,13})_{4,00} \cdot O_{10,00}] (O_{0,60} \cdot OH_{1,40})_{2,00}$
- 5079 $(K_{0,64} \cdot Ca_{0,16} \cdot Na_{0,02})_{0,82} (Fe_{1,55}^{2+} \cdot Mg_{0,86} \cdot Al_{0,33} \cdot Ti_{0,15} \cdot Fe_{0,06}^{3+} \cdot Mn_{0,02})_{2,99} \times$
 $\times [(Si_{2,76} \cdot Al_{1,24})_{4,00} \cdot O_{10,00}] (O_{0,52} \cdot OH_{1,48})_{2,00}$
- 8027 $(K_{0,86} \cdot Na_{0,15} \cdot Ca_{0,14})_{1,15} (Fe_{1,48}^{2+} \cdot Mg_{0,67} \cdot Al_{0,40} \cdot Fe_{0,19}^{3+} \cdot Ti_{0,17} \cdot Mn_{0,03})_{2,94} \times$
 $\times [(Si_{2,99} \cdot Al_{1,01})_{4,00} \cdot O_{10,00}] (O_{1,15} \cdot OH_{0,85})_{2,00}$
- 8179/1 $(K_{0,90} \cdot Na_{0,10} \cdot Ca_{0,09})_{1,09} (Fe_{1,63}^{2+} \cdot Mg_{0,67} \cdot Al_{0,39} \cdot Ti_{0,22} \cdot Fe_{0,09}^{3+} \cdot Mn_{0,03})_{3,01} \times$
 $\times [(Si_{2,95} \cdot Al_{1,05})_{4,00} \cdot O_{10,00}] (O_{1,12} \cdot OH_{0,88})_{2,00}$
- 8358 $(K_{0,89} \cdot Ca_{0,07} \cdot Na_{0,06})_{1,02} (Fe_{1,40}^{2+} \cdot Mg_{0,85} \cdot Fe_{0,28}^{3+} \cdot Al_{0,21} \cdot Ti_{0,21} \cdot Mn_{0,03})_{2,98} \times$
 $\times [(Si_{2,94} \cdot Al_{1,06})_{4,00} \cdot O_{10,00}] (O_{0,99} \cdot OH_{1,01})_{2,00}$
- 5016 $(Ca_{1,81} \cdot Na_{0,27} \cdot K_{0,24})_{2,32} (Mg_{2,02} \cdot Fe_{1,85}^{2+} \cdot Fe_{0,76}^{3+} \cdot Al_{0,66} \cdot Ti_{0,16} \cdot Mn_{0,06})_{5,51} \times$
 $\times [(Si_{6,76} \cdot Al_{1,24})_{8,00} \cdot O_{22,00}] (O_{1,34} \cdot OH_{0,66})_{2,00}$
- 8030 $(Ca_{1,81} \cdot Na_{0,33} \cdot K_{0,27})_{2,41} (Mg_{2,25} \cdot Fe_{1,70}^{2+} \cdot Fe_{0,68}^{3+} \cdot Ti_{0,34} \cdot Al_{0,29} \cdot Mn_{0,06})_{5,32} \times$
 $\times [(Si_{6,59} \cdot Al_{1,41})_{8,00} \cdot O_{22,00}] (O_{1,47} \cdot OH_{0,53})_{2,00}$
- 8200 $(Ca_{1,89} \cdot Na_{0,28} \cdot K_{0,28})_{2,45} (Mg_{2,31} \cdot Fe_{1,81}^{2+} \cdot Fe_{0,75}^{3+} \cdot Ti_{0,38} \cdot Al_{0,08} \cdot Mn_{0,06})_{5,39} \times$



первых — 30—35%, во вторых — 55—60. Здесь он представлен исключительно решетчатым микроклином. В микроклинах часто отмечаются включения плагиоклаза, биотита, реже кварца. На стыке с плагиоклазом образуется мирмекист. Микроклин часто пелитизирован, реже серицитизирован, и нередко в нем развивается альбит в виде пертитов распада и замещения.

Содержание отдельных редких элементов в полевых шпатах из различных фаз интрузий, а также силикатный анализ двух проб микроклина из пегматитов приведены в табл. 39, 40.

В полевых шпатах постоянно присутствует рубидий, содержание которого увеличивается от кварцевых диоритов к лейкократовым гранитам и их пегматитам. Наблюдается прямая корреляция между содержанием рубидия и калия. Наибольшее содержание рубидия приходится на микроклин (0,113—0,198%). Цезий установлен только в полевых шпатах из биотитовых гранитов (0,004%) и пегматитов (0,0103%), а литий — в полевом шпате из лейкократовых гранитов (0,0026%) и пегматитов (сл.). Таллий определен в двух пробах микроклина, где содержание его составляет 0,004—0,0004%. Постоянно в полевых шпатах присутствуют медь и цинк. Содержание меди постепенно уменьшается от кварцевых диоритов к лейкократовым гранитам и их пегматитам.

Кварц представлен ксеноморфными зернами в интерстициях других породообразующих минералов. В кварцевых диоритах содержание его составляет 15—20%, далее его количество возрастает в породах более молодых фаз интрузий. В биотитовых гранитах кварца содержится 25—30%, в аляскитах до 36%.

В приконтактных участках гранитоидов (кварцевых диоритах и гранодиоритах), а также в дайках диоритовых порфиритов и гранодио-

рит-порфира кварц образует порфиновые выделения. Размер этих вкрапленников составляет 5—10 мм в поперечнике. В основной массе породы крупность зерен кварца связана с размером зерен породы. Так, в кварцевых диоритах размер зерен кварца 0,5—0,6 мм, в биотитовых гранитах 2—3, в аляскитах — 1—0,8 мм.

Наличие порфириновых выделений кварца и взаимоотношение их с другими породообразующими минералами показывают, что кварц образовался не только в заключительный этап, но и существовал в ранний этап кристаллизации, о чем свидетельствуют интрателлурические выделения.

Биотит содержится главным образом в кварцевых диоритах (18—22%) и в биотитовых гранитах (8—12%). В лейкократовых гранитах и аляскитах содержание его не превышает 1—2%. Биотит представлен таблитчатыми пластинками, размеры которых колеблются: в кварцевых диоритах 0,8—1 мм, в биотитовых гранитах 2—3—5 мм и в более крупнозернистых биотитовых гранитах до 8—10 мм. Биотит также образует фенокристаллы размером до 15 мм в порфириовидных кварцевых диоритах, порфириовидных гранодиоритах, биотитовых гранитах и дайках гранодиорит-порфиров.

Имеются две генерации биотита — более ранняя, образовавшаяся в начале кристаллизации основной массы породы, и более поздняя, сформировавшаяся в заключительные ее этапы. В последнем случае биотит кристаллизовался после плагиоклаза и калиевого полевого шпата, перед кварцем.

Для биотита весьма характерны включения таких аксессуарных минералов, как апатит, циркон, монацит, ксенотим и др. Причем для более ранней генерации характерен мелкокристаллический габитус аксессуарных минералов, в то время как для более поздних его образований свойственны сравнительно крупные кристаллы этих минералов.

При этом в биотитах из кварцевых диоритов и гранодиоритов чаще всего отмечается сфен и ортит, а в биотитовых гранитах — монацит и ксенотим.

Плеохроизм в более крупных пластинках биотита выражен резче по сравнению с биотитом средних размеров. В первых цвет по Ng — темно-бурый, по Nr — светло-желтый, во вторых изменяется от бурого, коричневого по Ng до желтого, светло-желтого по Nr. Биотиты различаются: первично-магматические и вторично-метасоматические. Вышеописанные биотиты относятся к первому типу. Вторично-метасоматические отличаются от магматических более светлой окраской и отсутствием в них каких-либо включений аксессуарных минералов. Представлены сравнительно укрупненными пластинками размером 0,5—0,3 см, характеризующимися бледной окраской и пониженным показателем преломления (например, биотиты из кварцевых диоритов, пр. 5077/1). Такие биотиты развиты в метасоматических измененных гранитах. Подобные биотиты в гранитоидах Западного Узбекистана описаны И. Х. Хамрабаевым (1958) и А. Ф. Свириденко (1961).

Биотит замещается мусковитом, хлоритом. С этими процессами, по-видимому, связано образование магнетита II, сфена II, игольчатого рутила и монацита II. При хлоритизации и мусковитизации биотита вдоль трещин спайности образуются сфен II и магнетит II. Наряду с этими минералами появляются вторичные минералы группы эпидота, иногда карбонаты. В метасоматических лейкократовых гранитах участка Водораздельного (пр. 5078/12) биотит полностью замещается рутилом (сагитом).

Биотиты в гранитоидах Актауского интрузива содержат обильные включения апатита, сфена, циркона, реже ортита, монацита и ксенотима.

Это свидетельствует об их близком времени образования. Д. П. Сердюченко (1959) это явление объясняет почти одновременной кристаллизацией биотитов и вышеперечисленных акцессориев.

При установлении геохимической специализации и металлоносности интрузивных комплексов одним из наиболее интересных объектов исследования является биотит, характеризующийся изменчивостью химического состава и большим количеством изоморфно содержащихся в нем редких элементов.

Химизм и светопреломление биотитов приведены в табл. 40. Биотиты представлены железомagneзиальными разностями ряда сидерофиллит-истонита с преобладанием сидерофиллитовой молекулы и аннитофлагопита с преобладанием аннитовой молекулы (по диаграмме А. А. Макарушева, 1964), а по показателям преломления (диаграмма В. Е. Трегера, 1958) состав биотитов отвечает лепидомелану. Содержание редких элементов в биотитах Актауского интрузива колеблется в широких пределах (табл. 39). Эта изменчивость, вероятно, является следствием хлоритизации, мусковитизации и др.) и, наконец, различного содержания редких элементов в них из различных типов гранитоидов и фаз интрузии, а также из различных участков массива. Тем не менее, при сопоставлении этих данных с таковыми соседних регионов выявлено различие в содержании редких элементов в биотитах. Например в биотитах Актау среднее содержание Cs в 2 раза, Rb в 3, Tl в 4, Nb, Ta в 20, Mo в 2 раза больше, чем в биотитах гранитоидов Чаткало-Кураминских подзон (Хамрабаев и др., 1963; Урумбаев, 1965); Nb в 2—3 раза, Rb до 2-х раз, Cs — от 3-х до 10 раз, Li в 15—20 раз больше, Be — в 5 и более раз; Sn в 10 и более раз меньше по сравнению с биотитами гранитоидов Зирабулакской зоны (Джамалетдинов, 1967, 1968); Li в 4 раза, Cs в 3, Tl в 1,5—2, Be в 5—10, Cu в 3—3,5, Zn до 2-х раз, Sn в 10 раз больше, а Ta в 5 раз, Mo в 3 раза меньше по сравнению с биотитами гранитоидов Тозбулакского интрузива (Каюмов, 1969).

В табл. 41 для сопоставления приведены некоторые анализы биотитов гранитоидов Гиссара и Центрального Памира. Эти данные свидетельствуют о том, что биотиты Актауского интрузива, также как большинство интрузивов Западного Узбекистана и Чаткало-Курамы, характеризуются относительно высокой железистостью, титанистостью и низкой магнезиальностью. В то же время биотиты Северо-Гиссарских и Центрально-Памирских интрузивов по составу занимают промежуточное положение между таковыми Западного Узбекистана и Чаткало-Курамы (Хамрабаев, 1969).

Амфибол распространен меньше, чем биотит и характерен для гранодиоритов краевых частей интрузива (кварцевые диориты, гранодиориты), отмечается также во многих участках биотитовых и лейкократовых гранитов восточной половины интрузива.

Наличие амфибола связано с процессами ассимиляции вмещающих пород магмой (Исамухамедов, 1955). Амфибол главным образом представлен роговой обманкой. Количество его в кварцевых диоритах составляет 10—15%, гранодиоритах и адамеллитах — 2—10%, в биотитовых гранитах и аляскитах меньше 1%. Он образует длиннопризматические кристаллы от темно-зеленого до черного цвета размером 1—2 мм. Под микроскопом различаются более идиоморфные формы по отношению к калиевому шпату и биотиту. Плеохроирует от светло-зеленого по Np до густо-зеленого по Ng. Колебания угла cNg : 13—23°. Показатель преломления амфиболов колеблется в следующих пределах: Ng—1,682—1,688; Np—1,66—1,673; Ng—Np—0,014—0,021.

В хлоритизированных участках амфибола наблюдается образование вторичных минералов: рутил-сагенита, в виде тонких иголок, вторич-

Химический состав и светопреломление биотитов из гранитоидов Центрального Памира и Гиссарского хребта¹

Окислы, %	Хавредарьинский интрузив (Акрамов, 1968)							Северная часть Гиссарского хребта (Баратов и др., 1966)					Южная часть Гиссарского хребта (Баратов и др., 1966)				
	36/60	47/60	57/60	4058a	4021a	51/60	49/60	777	878	787	864	870	790	757	885	756	637
SiO ₂	39,82	35,86	35,85	34,40	33,5	37,40	37,22	37,02	35,47	34,98	35,47	34,99	35,97	31,97	34,69	33,90	35,32
TiO ₂	2,8	2,57	2,43	2,20	3,10	2,68	2,32	3,24	5,43	1,74	5,80	5,13	3,40	3,80	4,21	3,46	3,75
Al ₂ O ₃	13,6	15,14	16,41	20,20	24,98	14,61	15,36	15,44	17,44	19,54	14,62	16,00	16,98	15,21	16,00	13,75	16,50
Fe ₂ O ₃	3,95	4,37	2,75	1,90	8,58	3,54	3,06	1,62	3,19	0,64	3,19	3,59	2,79	2,12	2,59	2,51	2,00
FeO	13,28	21,54	21,18	16,90	11,10	18,40	16,70	17,24	19,40	21,01	18,32	21,55	21,55	23,47	22,81	22,40	21,55
MnO	0,04	0,17	1,00	—	0,13	0,09	0,18	0,26	0,08	0,30	0,21	0,15	0,46	0,52	0,47	0,50	0,32
MgO	14,74	6,26	7,81	9,40	7,05	9,41	11,32	11,05	6,75	9,23	7,41	5,64	5,34	7,16	4,23	8,15	5,64
CaO	0,34	0,68	1,20	0,90	0,90	0,28	0,21	0,90	0,91	0,90	1,12	1,13	0,98	2,94	1,47	2,64	0,63
Na ₂ O	0,25	0,22	0,22	1,70	2,54	0,20	0,27	0,18	0,20	0,15	0,19	0,22	0,18	0,19	0,20	0,23	0,41
K ₂ O	8,44	8,60	8,66	7,60	5,70	9,64	9,64	6,83	8,00	6,22	7,20	6,88	8,00	5,60	8,32	6,35	8,80
H ₂ O ⁻	1,68	2,28	1,94	—	—	3,06	2,96	4,94	3,00	4,06	4,56	3,70	3,30	5,62	3,48	3,82	3,44
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,11	0,07	сл.	—	—	0,07	0,05	0,46	0,31	0,16	0,35	0,21	0,67	1,04	0,93	0,94	0,18
CO ₂	0,26	0,06	0,30	—	—	0,06	0,10	0,46	—	0,12	0,04	0,06	0,12	0,10	0,10	0,20	0,12
П. п. п.	—	—	—	3,80	2,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,89	99,50	99,79	99,0	99,8	99,65	100,2%	99,88	100,78	99,47	99,08	99,75	101,04	100,41	100,11	99,24	99,05
Общая железистость $f' = \frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100$	59,7	83,9	79,5	70,5	77,5	74,5	70,7	68,5	80,9	74,1	74,0	89,0	85,7	82,2	88,6	80,0	78,8
Магнезиальность $M = \frac{Mg}{Fe+Mg} \cdot 100$	40,7	16,0	20,4	28,2	22,4	25,0	31,5	31,4	19,0	25,7	21,3	15,7	14,5	17,8	11,5	20,2	21,2
Титанистость $t' = \frac{Ti}{Fe+Mg+Ti+Mn} \cdot 100$	7,30	6,53	5,76	6,19	8,75	6,55	5,94	8,6	12,9	4,5	14,2	12,4	8,3	8,5	10,0	7,7	12,0
Щелочность $E = \frac{Na+K}{Al}$	7,20	7,31	7,31	7,64	6,78	8,16	8,21	7,01	8,2	6,37	7,39	7,02	8,80	5,79	8,58	6,58	8,47

¹ Числовые данные по железистости, магнезиальности, титанистости и щелочности приведены по И. Х. Хамрабаеву, 1969.

Кристаллохимическая формула биотитов к табл. 41

- 36/60 $\left[(K_{0,73} Na_{0,03})_{0,76} Ca_{0,02} \right]_{0,78} (Mg_{1,51} Fe_{0,78}^{2+} Fe_{0,24}^{3+} \times$
 $Ti_{0,14} Li_{0,02} Al_{0,31})_{3,00} (Si_{2,73} Al_{1,27})_{4,00} [O_{10} (OH)_{1,57} F_{0,09}]_{2,00}$
- 47/60 $\left[(K_{0,96} Na_{0,01})_{0,97} Ca_{0,07} \right]_{1,04} (Mg_{0,58} Fe_{0,90}^{2+} Fe_{0,33}^{3+} \times$
 $\times Ti_{0,15} Li_{0,03} Mn_{0,01} Al_{0,80})_{3,00} (Si_{3,20} Al_{0,80})_{4,00} O_{10} [O_{1,71} (OH)_{0,18} F_{0,11}]_{2,00}$
- 57/60 $\left[(K_{0,85} Na_{0,03})_{0,88} Ca_{0,10} \right]_{0,93} (Mg_{0,90} Fe_{1,38}^{2+} Fe_{0,16}^{3+} \times$
 $\times Mn_{0,06} Li_{0,02} Ti_{0,18} Al_{0,30})_{3,00} (Si_{2,80} Al_{1,20})_{4,00} O_{10} [O_{0,68} (OH)_{1,32}]_{2,00}$
777. $(K_{0,67} Na_{0,03} Ca_{0,02})_{0,72} (Mg_{1,26} Fe_{1,08}^{2+} Ti_{0,19} Fe_{0,14}^{3+} Al_{0,02} \times$
 $\times Mn_{0,02})_{2,66} [(Si_{2,83} Al_{1,17})_4 O_{10}] (OH)_{1,87} F_{0,13})_2 \cdot 0,32H_2O$
878. $(K_{0,78} Ca_{0,04} Na_{0,02})_{0,84} (Fe_{1,24}^{2+} Mg_{0,76} Al_{0,48} Ti_{0,31} Fe_{0,18}^{3+} +$
 $\times Mn_{0,01})_{2,98} [(Si_{2,71} Al_{1,29})_4 O_{10}] (OH)_{1,48} O_{0,38} F_{0,14})_2$
787. $(K_{0,61} Ca_{0,05} Na_{0,03})_{0,69} (Mg_{1,05} Fe_{1,34}^{2+} Al_{0,44} Ti_{0,10} Fe_{0,04}^{3+} \times$
 $\times Mn_{0,02})_{2,99} [(Si_{2,67} Al_{1,33})_4 O_{10}] (OH)_{1,9} F_{0,1})_2 \cdot 0,12H_2O$
864. $(K_{0,71} Ca_{0,06} Na_{0,03})_{0,80} (Fe_{0,19}^{2+} Mg_{0,86} Ti_{0,34} Fe_{0,18}^{3+} Al_{0,11} \times$
 $\times Mn_{0,01})_{2,69} [(Si_{2,77} Al_{1,23})_4 O_{10}] (OH)_{1,86} F_{0,14})_2 \cdot 0,26H_2O$
870. $(K_{0,67} Ca_{0,06} Na_{0,02})_{0,75} (Fe_{1,39}^{2+} Mg_{0,65} Ti_{0,29} Fe_{0,21}^{3+} Al_{0,15} \times$
 $\times Mn_{0,01})_{2,80} [(Si_{2,70} Al_{1,30})_4 O_{10}] (OH)_{1,89} F_{0,11})$
790. $(K_{0,86} Na_{0,03} Ca_{0,01})_{0,90} (Fe_{1,39}^{2+} Mg_{0,62} Al_{0,35} Ti_{0,20} Fe_{0,16}^{3+} \times$
 $\times Mn_{0,03})_{2,75} [(Si_{2,79} Al_{1,21})_4 O_{10}] (OH)_{1,75} O_{0,14} F_{0,11})_2$
757. $(K_{0,59} Ca_{0,14} Na_{0,03})_{0,76} (Fe_{1,60}^{2+} Mg_{0,87} Ti_{0,23} Fe_{0,13}^{3+} Al_{0,07} \times$
 $\times Mn_{0,03})_{2,93} [(Si_{2,61} Al_{1,29})_4 O_{10}] (OH)_{1,86} F_{0,14})_2 \cdot 0,62H_2O$
885. $(K_{0,84} Na_{0,03} Ca_{0,02})_{0,89} (Fe_{1,52}^{2+} Mg_{0,50} Al_{0,25} Ti_{0,25} Fe_{0,15}^{3+} \times$
 $\times Mn_{0,03})_{2,70} [(Si_{2,75} Al_{1,25})_4 O_{10}] (OH)_{1,90} F_{0,10})_2$
756. $(K_{0,64} Ca_{0,12} Na_{0,04})_{0,80} (Fe_{1,49}^{2+} Mg_{0,97} Ti_{0,20} Fe_{0,15}^{3+} Mn_{0,03} \times$
 $\times Al_{0,02})_{2,86} [(Si_{2,70} Al_{1,30})_4 O_{10}] (OH)_{1,85} F_{0,15})_2 \cdot 0,14H_2O$

ного сфена в виде бесформенных выделений и гидроокислов железа. Взаимоотношения амфибола с биотитом свидетельствуют о более раннем образовании амфибола по сравнению с биотитом.

Определения редких элементов в амфиболах (табл. 39) показывают, что Li, Rb, Cs, Ta, Nb, TR содержатся во всех пробах амфибола. Концентрат ΣTR_2O_3 , выделенный химическим путем, в последующем был анализирован на редкоземельные элементы активационным методом. В концентрате установлены: Ce (0,1%), La (0,08%), Dy, Lu (0,04%), Ho (0,002%).

Изучение ассоциации и распределения амфибола в пространстве показывает, что он тесно ассоциирует с биотитом, особенно в гранитоидах краевых и апикальных частей интрузива. Подтверждением этого служит более широкое развитие амфибола в ассоциации с биотитом в восточной половине Актауского интрузива, по сравнению с западной. Следует отметить, что западная половина интрузива более эродирована, чем восточная и в экзоконтакте несет скарново-шеелитовое оруденение, а на восточной половине скарны отсутствуют. Возможно, что скарново-шеелитовое оруденение более характерно для интрузивов биотитовых гранодиоритов и гранитов по сравнению с амфибол-биотитовыми. Но это суждение требует детального исследования.

Пироксен является нехарактерным для гранитоидов всего Западного Узбекистана (И. Х. Хамрабаев, 1958), что подтверждается на примере Актауского интрузива. Он установлен в околоскарновых породах: кварцевых диоритах, гранодиоритах, аляскитах и пегматитах. Здесь содержание его не превышает 1—2%. В пироксенах из пегматита Тутексайского участка спектральным анализом из редких элементов установлены: Y, Zr — в сотых, V, P, Ni, Cu, Sn, Be, Yb — в тысячных долях процента.

Вторичные минералы представлены мусковитом, хлоритом, эпидотом, вторичным биотитом, альбитом, сагенимом, сфеном, цоизитом, кварцем, кальцитом. Они образуются главным образом в результате метасоматических (автометасоматических) изменений цветных и частично силикатных минералов.

Мусковит наиболее распространен среди вторичных образований массива. Главными его концентраторами являются лейкократовые, двуслюдяные граниты и пегматиты. В лейкократовых гранитах он образует скопления в виде пятен, гнезд и полос. Листочки мусковита имеют сравнительно крупные (до 1 см) размеры и они везде, как правило, серебристо-белые с серым оттенком. Содержание мусковита в лейкократовых гранитах в среднем колеблется от 5 до 15%. Он тесно ассоциирует с гранатом, магнетитом II, монацитом, ксенотимом, титано-танталониобатами, реже бериллом.

Проанализировано 5 проб из различных типов пород (табл. 39). Характерной особенностью их является повышенное содержание Fe_2O_3 (4—5%), низкое содержание F (0,5—0,6%), постоянное присутствие Li, Rb, Cs, Tl, B, Nb, Ta, TR в пределах чувствительности определения Ga, Ge, Be, Mo, V, Sr, Pb, Sn, Nb, Sc. Наличие этих элементов-примесей объясняется изоморфным замещением и частично наличием микровключений минералов, содержащих эти элементы.

Хлорит отмечается почти во всех породах интрузива. Он развивается по биотиту и амфиболу. Образованию хлоритов по цветным минералам сопутствуют игольчатый рутил, вторичные выделения сфена. Кроме того, хлорит характерен для зон разломов в составе тектонитов, где образует прожилки мощностью до 2 см. Спектральный анализ трех проб хлоритов показал наличие в них Ba (0,05—0,1%), Sr (0,01—0,05), Mn (0,05—0,1); V (0,01—0,005), Ti (0,05—0,1), Cu (0,001—0,005), Pb, Ni, Be (0,001—0,005), Zn (0,005—0,01) и Ga (0,001—0,005%).

Эпидот установлен в шлифах под микроскопом. Как правило, характерен для пород эндоконтакта и зон тектонических нарушений, часто замещает плагиоклаз и амфибол. Спектральным анализом в эпидоте установлены B, Sr (0,1—0,05%), V (0,05—0,1), Cu (0,001—0,005), Zn (0,01—0,05) и Be (0,001%).

Акцессорные минералы. В понимании термина «акцессорный минерал» мы следуем за И. Х. Хамрабаевым (1958), добавляя сю-

да, кроме того, также и акцессорные минералы, образовавшиеся в пневматолито-пегматитовую стадию минералообразования.

Таблица 42

Результаты химического анализа некоторых акцессорных минералов, %

Окислы	Турмалин			Апатит			
	8357—А	8041	8143	8358—А	8366	8358	8029
SiO ₂	36,98	37,30	36,5	2,3	1,23	5,2	1,03
TiO ₂	0,15	1,25	0,13	0,19	Сл.	Сл.	0,44
B ₂ O ₃	9,98	9,95	9,70	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	36,98	36,67	36,39	1,56	0,17	0,51	Не обн.
Fe ₂ O ₃	13,28	12,0	14,08	0,44	0,44	0,33	0,33
FeO				Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MnO	0,03	0,08	0,07	0,16	0,40	0,80	0,11
MgO	1,74	1,40	2,07	Сл.	Сл.	Сл.	0,28
CaO	1,0	0,4	1,2	52,92	51,41	52,02	54,04
Na ₂ O	0,17	0,1	0,08	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
K ₂ O	0,04	0,05	0,04	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H ₂ O	0,36	0,45	0,30	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
P ₂ O ₅	0,08	Не обн.	Не обн.	39,09	42,1	40,41	41,21
F ₂	—	—	—	4,17	Не опр.	1,66	1,66
Cl	—	—	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Σ	100,71	99,66	100,62	100,83	Не опр.	100,93	100,0
O/F ₂	—	—	—	1,76	—	0,70	0,70
Σ	—	—	—	99,07	95,75	100,23	99,3

Окислы	Апатит		Сфен		Гранат		
	8304	5077/1	5060/1	8337/1	107/1	79	4140
SiO ₂	4,53	2,55	30,3	23,2	27,07	36,0	36,78
TiO ₂	Сл.	0,96	43,1	43,78	0,17	0,16	0,2
B ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	1,36	0,17	5,6	4,23	20,88	21,32	20,71
Fe ₂ O ₃	1,00	0,44	3,3	2,86	0,53	0,3	0,18
FeO	Не обн.	Не обн.			23,79	23,63	24,37
MnO	0,52	0,06	Не обн.	Не обн.	15,06	16,35	14,47
MgO	0,28	0,18	0,2	1,1	0,44	0,45	0,69
CaO	51,94	52,02	18,1	25,0	1,07	0,74	1,49
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,26	0,26	0,24
K ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,22	0,23	0,23
H ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,37	0,35	0,21
P ₂ O ₅	35,74	38,9	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
F ₂	3,75	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Cl	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Σ	101,64	Не опр.	100,39	100,79	94,36	99,70	99,57
O/F ₂	1,58	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	—	—
Σ	100,06	96,29	—	—	—	—	—

Аналитики Касьянова Е. Ф. Хан А. Н. и Лихойдова И. И., Кулик Н. А.,
ИГиГ АН УзССР ИГиГ АН УзССР 1962

Примечание. пр. 5077/1—кварцевый диорит; 5060/1, 8029, 8304, 8337/1, 8357—А, 8358—А, 8366—биотитовый гранит и гранодиорит; 79, 107, 4140, 8358—лейкократовый гранит; 8041, 8143—пегматит.

Акцессорные минералы изучались в протолочных пробах, шлифах и штуфах. Отбор проб (весом 8—12, реже 5—20 и несколько проб по

ПОРЯД. МИНЕРАЛ	КВ. ДИОРАТЫ	ГРАНОДИОРАТЫ	БИОТИТОВЫЕ ГРАНИТЫ	ЛЕЙКОКРАТОВЫЕ ГРАНИТЫ	ПЕГМАТИТЫ
АПАТИТ					
ЦИРКОН					
СФЕН					
МОНАЦИТ					
КСЕНОТИМ					
ТИТАНО-ТАНТАЛО-НИОБАТЫ					
ОРТИТ					

Рис. 30. Кристаллографические формы аксессуарных минералов в гранитоидах Актауского интрузива (Азимов, Юлдашев, 1966).

200 кг) проводился маршрутными разрезами от контакта до контакта интрузива с выходом на 200—300 м во вмещающие осадочные породы (2—3 пробы). Пробы измельчались в механических дробилках по двум классам крупности: $0,280 \text{ мм} < 0,400 \text{ мм}$ и $< 0,280 \text{ мм}$ с последующей промывкой. Серый шлик разделяли на мономинеральные фракции бромформом, М-45 и различными электромагнитными сепараторами. Количественный учет аксессуариев производили подсчетом зерен по каждой фракции и среднее содержание для пород выводилось в г/т. Химический состав некоторых аксессуарных минералов приведен в табл. 39, 42, а кристаллографические формы на рис. 38 (Азимов, Юлдашев, 1966).

Магнетит представлен двумя генерациями — магматической и метасоматической. Последняя характеризуется пониженной микротвердостью и содержанием FeO по сравнению с магматической. Для магнетитов обеих генераций характерно присутствие TiO_2 в количестве 0,5—0,6%.

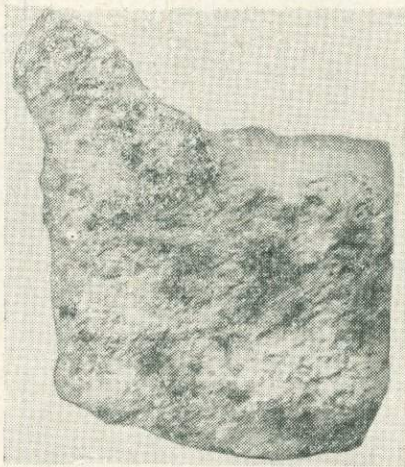


Рис. 31. Скопление магнетита в метасоматически измененном лейкократовом граните (обр. № 8507/1).

Магнетит первой генерации представлен мелкими (0,1 мм) октаэдрическими кристаллами черного цвета. В породах он рассеян, включен в породообразующие, чаще в цветные (биотит, амфибол), реже в аксессуарные минералы. Большое содержание его приходится на более основные разности гранитоидов массива — кварцевые диориты, гранодиориты. Он часто окислен и превращен в мартит и мартитизированные разности.

Магнетит второй генерации является более распространенным минералом всех метасоматически измененных гранитоидов. Эта генерация характеризуется образованием скоплений срастающихся, более крупных (3—4 мм) кристаллов, часто сосредоточенных в интерстициях породообразующих минералов и трещинах пород (рис. 31).

Из-за невозможности количественного разделения магматического магнетита от метасоматического эти разновидности подсчитаны вместе. Среднее содержание магнетита в гранитоидах Актауского интрузива не превышает 0,1—0,2%.

Ильменит установлен во всех типах пород Актауского интрузива. В более основных разностях гранитоидов количество ильменита сильно варьирует по сравнению с их более кислыми разностями (лейкократовыми гранитами и пегматитами). В ильменитах установлены: Nb_2O_5 (0,13%); Ta_2O_5 (0,05%).

Минералы группы тантало-ниобатов (бломстрандин, ильменорутил, колумбит, танталит) широко распространены в пегматитах и лейкократовых гранитах Актауского интрузива, где они ассоциируют с монацитом и ксенотимом. Изучение пространственного распределения тантало-ниобатов показывает, что в лейкократовых гранитах и пегматитах приконтактной части интрузива в большинстве случаев они представлены ильменорутилом, а по мере удаления к центру интрузива ильменорутил сменяется колумбитом и танталитом. Это, по-видимому, объясняется различной степенью насыщенности этих участков массива танта-

лом и виобием в период их кристаллизации и может объясняться влиянием вмещающих осадочно-метаморфических пород, в частности, сланцев.

Бломстрандин обнаружен в виде аномальной точки в пегматите Актауского интрузива Р. Магдиевым (1961). Был описан и определен впервые не только для гранитоидов Актау, но и для Западного Узбекистана в целом (Хамрабаев, Азимов, 1964). На основании данных химического (Nb_2O_5 —25,6%; Ta_2O_5 —3,98%; TiO_2 —47,67%; UO_2 —6,25%; ThO_2 —0,08%; $\Sigma TR_2O_3+Y_2O_3$ —25,6% (аналитик В. В. Прасалова, ИГиГ АН УзССР), спектрального, рентгено-спектрального, термического и рентгенометрического анализов. Очень редки его хорошо образованные плоско-призматические кристаллы с заостренными концами. Преимущественно развиты грани (010), (110), (130). Минерал сам оранжево-красный с тусклым блеском от смолистого до алмазного полупрозрачный, излом раковистый, полураковистый, твердость 5—5,5; удельный вес 4,95—5,0; показатель преломления больше 1,75, слабоэлектромалитен. Под микроскопом из-за митамиктности изотропен и имеет пятнистую окраску на общем золотисто-буром фоне. Минерал из пегматитовой жилы (пр. 5037) при нагревании в течение двух часов до 1000° приобретает структуру бломстрандина, а при 1100° переходит в эвксенит с кубической структурой. По соотношению окислов TiO_2 (47,67%), Nb_2O_5 (25,60%) и наличию диспрозиового и гадолиниевых максимумов и низкому содержанию церия и иттербия изучаемый минерал близок к бломстрандинам, описанным в работе С. А. Горжевой и Г. А. Сидоренко (1964). Бломстрандин Актау обогащен ураном и торием по сравнению с норвежским (Sverdrup, Th, 1960).

Бломстрандин присутствует в биотитовых, лейкократовых гранитах и пегматитах. Наибольшее содержание его установлено в последних двух, где он тесно ассоциирует с ильменорутилом, колумбитом, монацитом и ксенотимом.

Циркон присутствует в виде двух разновидностей: прозрачно-призматический с различными оттенками окраски и непрозрачно-дипирамидальный кофейно-коричневого цвета. Каждая разновидность имеет две генерации. При этом вторая разновидность циркона характерна исключительно для лейкократовых гранитов и пегматитов. Если в кварцевых диоритах и гранодиоритах кристаллы циркона мелкие длиннопризматические, прозрачные с различными оттенками цветов, то в лейкократовых гранитах и пегматитах они более крупные, изометричные, дипирамидальные, кофейно-коричневого цвета и обогащены Th, U, TR, Nb, Ta.

Гранаты в кварцевых диоритах и гранодиоритах представлены гроссуларом, а в лейкократовых гранитах, пегматитах и гранит-аплитах — спессартин-альмандином. Последний обладает по данным химических анализов высокой общей железистостью:

$$i = \frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100 \text{ (мол. \%)} = 93,03 \text{ (пр. 107/1);}$$
$$96,46 \text{ (пр. 79); } 94,78 \text{ (пр. 41140).}$$

Турмалин развит только в пегматитах и гранит-аплитах на некоторых контактовых участках Актауского интрузива.

Вмещающими породами этих пегматитов являются слюдястые сланцы с турмалином (10—20%).

Одной из характерных особенностей Актауских гранитоидов в отличие от других в Западном Узбекистане (Темиркабук, Кошрабад, Устук, Тозбулак) является то, что в удалении от контакта на 50—100 м внутрь интрузива турмалин исчезает и отсутствует даже в автометасоматически измененных разностях гранитоидов.

Турмалин образует кристаллы размером от 5—1,0 до 3—5 см темно-зеленого до черного цвета и ассоциирует с мусковитом, альбитом, зеленым апатитом и флюоритом. Химический анализ 5 проб турмалинов показывает более железистый состав в отличие от турмалинов из кварцевых жил Темиркабукского интрузива, для которого характерен железо-магнезиальный состав. Элементами-примесями в турмалине являются (по спектральным анализам) постоянно (Cu (<0,00п%), Zn (0,0п%), Be (<0,00п%), Ga (0,00п%), спорадически V, Cr, Zr, редко Pb, As, Ni, Sn, Sc.

Изучение монацита и ксенотима в породах Актауского интрузива показало, что они тяготеют к более кислым гранитоидам — биотитовым, лейкократовым гранитам и пегматитам. Среди монацитов установлены магматическая и метасоматическая (автометасоматическая)

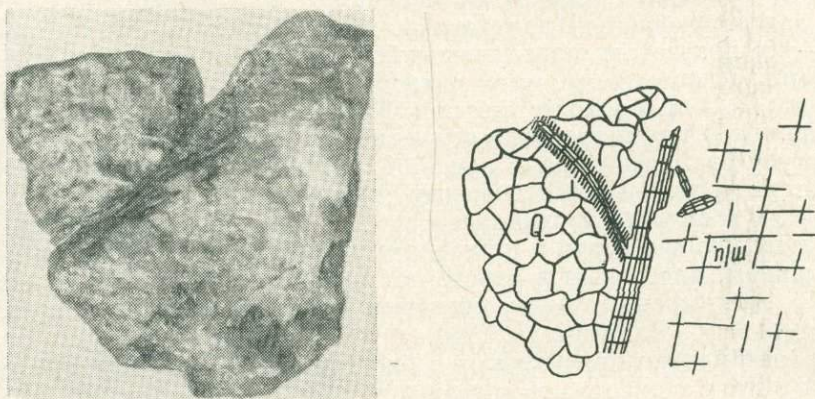


Рис. 32. Сноповидный ортит на контакте полевого шпата с кварцем в блоковом пегматите (обр. № 8354/1, увелич. 1×1).

формы выделения. Последняя обладает пониженным содержанием Th, V, Gd, Pr, Ce по сравнению с магматической разностью.

Детальное исследование апатитов показало, что при переходе от пород ранних фаз интрузии к поздним, от неизменных к измененным их разностям кристаллы апатита укрупняются. Длина призматических кристаллов этого минерала укорачивается, пирамидальная часть становится менее развитой и появляются более изометричные формы. Большое содержание апатитов характерно для гранитоидов более ранних фаз и краевых частей интрузива. На основании результатов полных химических анализов 5 проб апатитов они отнесены к фтор-апатиту. Апатиты из метасоматически измененных гранитов характеризуются пониженным содержанием цериевых редких земель и приобретают существенно иттриевый состав по сравнению с апатитами из неизменных гранитов.

В гранитоидах Актау выделяются 2 разновидности ортита. Первая из них представлена эпидот-ортитом, ортитом и характерна для гранодиоритов ранних фаз и краевых частей интрузива. Вторая разновидность ортита представлена иттроортитом и встречается только в пегматитах в виде тесно сросшихся сноповидных кристаллов, напоминающих по внешнему виду шерл (рис. 32). В последних рентгеноспектральным и активационным анализами выявлено одинаково высокое содержание иттрия (больше 10%) и цериевых земель.

Сфены Актауского интрузива характеризуются низким содержанием TR (0,2%—0,3%), которые, в основном состоят из Ce и La. Содержание Ta — 0,04, Nb — 0,2%.

Изучение акцессорных минералов в гранитоидах Актау показало, что они образуются в широком интервале времени. При этом главная масса каждого акцессорного минерала выделяется в определенный период кристаллизации гранитного расплава. Из числа акцессориев апатит и циркон имеют наиболее широкий диапазон времени образования. Они начинают выделяться одновременно с плагиоклазом и заканчиваются после образования кварца. Тесная ассоциация большей части сфена, ортита, монацита, ксенотима, магнетита и поздних генераций апатита, циркона с биотитом и амфиболом свидетельствует о выделении главной массы этих акцессорных минералов после кристаллизации плагиоклаза одновременно или после амфибола, биотита и калиевого полевого шпата.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПОРОДАХ АКТАУСКОГО ИНТРУЗИВА

На основании изучения количественного распределения и видового состава отдельных групп акцессорных минералов на площади Актауско-го интрузива составлена схематическая карта их распределения (рис. 24). На ней выделены площади с преимущественным распростра-

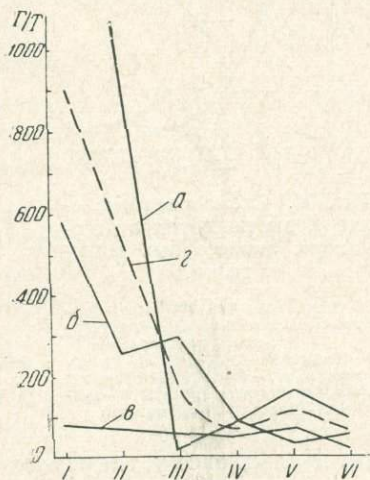


Рис. 33. График распределения кальциевых акцессорных минералов.

а — сфен, б — апатит, в — ортит, г — среднее значение кальциевых акцессорных минералов.

I — кварцевые диориты, II — гранодиориты, III — биотитовые граниты, IV — лейкократовые граниты, V — гранит-аплиты, VI — пегматиты.

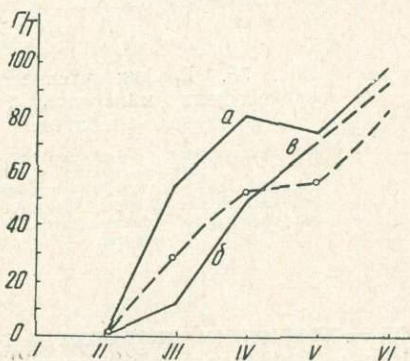


Рис. 34. График распределения акцессорных минералов фосфата редких земель.

а — монацит, б — ксенотим, в — среднее.

I — кварцевые диориты, II — гранодиориты, III — биотитовые граниты, IV — лейкократовые граниты, V — гранит-аплиты, VI — пегматиты.

нением следующих ассоциаций (групп) акцессорных минералов: 1) ассоциации кальциевого ряда; 2) ряда фосфатов редких земель; 3) ряда фосфатов редких земель и тантало-ниобатов. Количественное распределение этих групп акцессориев по типам гранитоидов дано на рис. 33, 34, 35, 36.

Кроме акцессорных минералов, входящих в состав ассоциаций, встречаются и другие, отмечающиеся во всех типах пород (сквозные), которые меняют свои физические и морфологические свойства, а также состав элементов-примесей при переходе от одного типа породы к другому (табл. 43).

Ассоциации акцессорных минералов кальциевого ряда характерны для пород ранних фаз интрузии. Их содержание уменьшается или они полностью исчезают в гранитах последних фаз и их жильных образованиях — пегматитах и гранит-аплитах. Эта же закономерность выдерживается при переходе пород от краевых частей интрузива к центральным.

Характерной особенностью этой ассоциации является преобладание одного или двух кальциевых минералов. В западной половине интрузива выделенная зона кальциевых акцессориев, как правило, соответствует краевым частям интрузива и более меланократовым разностям по-

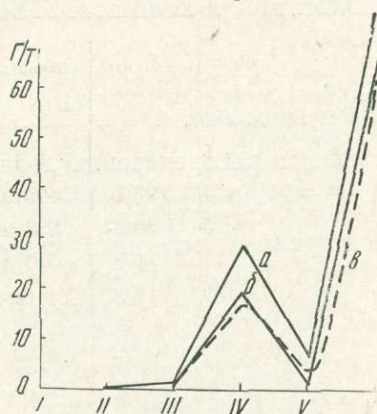


Рис. 35. График распределения акцессорных минералов титано-тантало-ниобатов.

a — блومстрандин, *б* — титано-тантало-ниобат; *в* — среднее.
I — кварцевые диориты, II — гранодиориты, III — биотитовые граниты, IV — лейкократовые граниты, V — гранит-аплиты, VI — пегматиты.

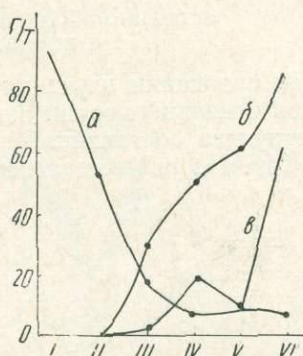


Рис. 36. Схема распределения различных типов ассоциаций акцессорных минералов.

a — кальциевые ($n \cdot 10^{-2}$); *б* — фосфато-редкоземельные, *в* — титано-ниобо-танталовые
I — кварцевые диориты; II — гранодиориты; III — биотитовые граниты; IV — лейкократовые граниты; V — гранит-аплиты; VI — пегматиты.

род — кварцевым диоритам и гранодиоритам. Кальциевому типу ассоциации акцессорных минералов часто сопутствуют циркон, магнетит и ильменит. Несмотря на то, что полученные по последним трем минералам данные количественного распределения по типам пород не очень четки, в целом наблюдается уменьшение содержания магнетита, ильменита и циркона (прозрачного) в породах более поздних фаз интрузии и центральных частей массива.

Ассоциация акцессорных минералов фосфатов редких земель (монацит, ксенотим) характеризуется преобладанием в количественном и видовом отношении монацита и ксенотима и характерна для более кислых разностей биотитовых гранитов. Сопутствующими акцессорными минералами являются апатит, спорадически ильменит и ортит, наличие которых определяется местоположением гранитоидов, степенью эрозионного среза и составом вмещающей среды.

Ассоциация акцессорных минералов фосфатов редких земель и тантало-ниобатов (ильменорутил, колумбит, танталит и блумстрандин) свойственна для последних фаз интрузии — лейкократовых гранитов, аляскитов и их жильных образований (пегматитов, гранит-аплитов). Характерной чертой этого типа ассоциации является присутствие в большинстве случаев тантало-ниобатов и ми-

нералов фосфатов редких земель. С этим типом ассоциируют также ильменит, гранат, циркон, наэгит, реже берилл и апатит.

В лейкократовых гранитах приконтактовых зон интрузива, кроме вышеперечисленных аксессуарных минералов, присутствуют также ортит,

Таблица 43

Среднее содержание аксессуарных минералов в породах Актауского интрузива (г/т) и вмещающих его осадочно-метаморфических образованиях

Минерал	Кварцевые диориты (I фаза)	Гранодиориты (II фаза)	Биотитовые граниты (II фаза)	Лейкократовые граниты (III фаза)	Гранит-аплиты	Пегматиты	Сланцы	Известняки
Магнетит ¹	1836,2	1565,1	2214,6	1640,1	133,8	1128,3	5,1	60,6
Ильменит	4857,5	825,5	91,0	94,0	39,0	97,3	505,9	Ед. з.
Рутил	—	0,07	0,1	3,2	120,8	53,4	288,2	Ед. з.
Лейкоксен	—	—	—	—	—	1,8	10,3	—
Анаказ	—	Ед. з.	2,2	0,05	—	12,8	Ед. з.	—
Брукит	—	—	—	—	—	Ед. з.	—	—
Пирит	0,035	26,8	27,9	60,7	13,2	34,7	22,4	29,8
Апатит	560,0	252,8	271,1	85,6	51,4	28,4	14,4	18,7
Сфен	1710,4	923,6	16,2	75,3	159,0	93,0	10,3	2,1
Ортит	81,98	67,0	57,0	46,0	71,0	16,7	5,2	Ед. з.
Иттроортит	—	—	—	21,8	—	19,3	—	—
Монацит	—	—	55,2	80,7	74,6	99,4	—	—
Ксенотим	—	—	12,7	50,0	17,9	72,7	—	—
Бломстрандин	—	—	0,9	29,9	9,2	75,2	—	—
Циркон	26,6	167,4	101,1	19,3	15,1	254,5	10,7	0,4
Наэгит	—	—	—	177,1	20,9	209,2	—	—
Ильменорутил	—	—	—	19,5	1,0	64,36	—	—
Колумбит	—	—	—	—	—	—	—	—
Танталит	—	—	—	—	—	—	—	—
Гранат	25,6	50,2	Ед. з.	388,5	1240,0	7763,0	2,9	7,5
Берилл	—	—	—	Ед. з.	—	—	—	—
Турмалин	—	—	—	—	—	90,0	99,0	—
Пирротин	31,5	—	—	—	—	—	—	Ед. з.
Галенит	—	Ед. з.	0,1	Част. з.	—	Ед. з.	—	0,03
Молибденит	—	12,9	Ед. з.	Ед. з.	—	Ед. з.	—	—
Шеелит	7 зн.	9 зн.	12 зн.	299 зн.	—	42 зн.	—	—
Торит	—	—	Ед. з.	35,7	—	Част. з.	—	—
Халькопирит	—	—	7 зн.	—	—	Част. з.	—	—
Андалузит	—	—	—	—	—	—	Мн.	—
Гематит	0,9	Ед. з.	—	—	—	34,6	—	—

¹ Часть магнетита имеет аутометасоматическое происхождение.

сфен, апатит. В случае увеличения количества последних, содержание фосфатов редких земель (монацита, ксенотима) и тантало-ниобатов значительно сокращается, иногда они исчезают вообще.

Разнообразие пород Актауского интрузива объясняется интенсивными процессами ассимиляции и гибридизма. Гранитоиды ранних фаз и краевых частей интрузива характеризуются большей степенью ассимиляции вмещающих пород по сравнению с их более поздними фазами и центральными частями интрузива. В соответствии с этим меняются видовой состав и содержание акцессорных минералов от кальциево-железотитановых (апатит, сфен, ортит, магнетит, ильменит) к фосфато-редкоземельно-тантало-ниобиевым (монацит, ксенотим, блонстрандин, ильменорутил, колумбит, танталит). Изменение видового состава акцессорных минералов и их распределение по фазам интрузии, особенно состава редких элементов в них, следует объяснить не только влиянием ассимиляции, но и значительной ролью процессов дифференциации, химического состава гранитоидов, глубин эрозионного среза, состава вмещающей среды и постмагматических процессов.

Результаты исследований акцессорных минералов за последнее время дали возможность эффективно использовать их в качестве одного из прямых или косвенных критериев металлоносности магматических формаций. Так, повышенное содержание магнетита и флюорита в гранитоидах Чаткало-Кураминской подзоны, касситерита в гранитоидах Каратюбе-Зирабулакских гор и хромита в гипербазитах Тамдынских указывают на специализацию этих комплексов на соответствующие металлы. Низкое же содержание этих минералов в интрузивах Узбекистана подчеркивает отсутствие месторождений соответствующих металлов (Хамрабаев, Азимов, 1968).

В прогнозировании эндогенного оруденения необходимо учитывать поведение редких элементов в составе акцессорных и породообразующих минералов. Характер концентрации редкого элемента в минералах может свидетельствовать о потенциальной металлоносности магматического расплава, из которого выкристаллизовался этот минерал. Например, в настоящее время достаточно обоснована связь между содержанием олова в биотитах и проявлением оловянного оруденения (Барсуков, Павленко, 1956; Таусон и др., 1965; Мельниченко, Могоровский, 1970). Низкое содержание олова (0,0022%) в биотитах Актауского интрузива обуславливает отсутствие оловянных проявлений в пределах этого массива. Биотиты неоловоносных гранитоидов обычно характеризуются низким содержанием олова по сравнению с оловоносными.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Петрохимия пород Актауского интрузива исследована И. М. Исмамухамедовым (1947, 1955). В последующие годы данные по химизму пород рассматриваемого интрузива пополнены новыми материалами (О. М. Римская-Корсакова, 1955—1957; А. Ф. Свириденко, 1961; П. Т. Азимов, 1967). Химические анализы пород нами пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого (табл. 44).

Сравнение анализов показывает, что в породах формации кварцевых диоритов количество некоторых окислов и их петрохимические параметры значительно колеблется.

Отношение $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ в кварцевых диоритах всегда больше единицы и в среднем составляет 1,5. Для кварцевых диоритов характерно повышенное содержание полевошпатовой извести («с») и в большинстве случаев избыток CaO . Например, в отдельных пробах кварцевых диоритов (пр. № 5077/1) содержание «с» и CaO составляет соответственно 9,43 и 9,3%. В биотитовых гранитах и аляскитах, удаленных от контакта

Результаты химических анализов гранитоидов Актауского интрузива, %

Оксиды	Кварцевые диориты (I фаза)				Биотитовые граниты (II фаза)				Лейкократовые граниты (III фаза)					Пегматиты					Среднее
	Исаму-хамедов И. М. (1955)	Римская-Корсакова О. М. (1956)	Азимов П. Т. (1967)	Среднее по I фазе	Исаму-хамедов И. М. (1955)	Римская-Корсакова О. М. (1956)	Азимов П. Т. (1967)	Среднее по II фазе	Исаму-хамедов И. М. (1955)	Римская-Корсакова О. М. (1956)	Свириденко А. Ф. (1960)	Азимов П. Т. (1967)	Среднее по III фазе	Азимов П. Т. (1967)					
	среднее из 10 проб	среднее из 4 проб	5077/1		среднее из 21 пробы	среднее из 5 проб	среднее из 3 проб		среднее из 9 проб	среднее из 9 проб	среднее из 3 проб	среднее из 4 проб		5037	8302	8550	8507/1	8027/4	
SiO ₂	63,50	59,06	55,48	61,32	70,54	71,09	71,51	71,04	73,34	74,04	74,5	72,96	73,59	71,0*	69,38	59,04	74,9*	75,42	69,97
TiO ₂	0,49	1,02	0,42	0,48	0,21	0,24	0,14	0,19	0,22	0,16	0,02	0,05	0,11	0,06	0,06	0,31	0,01	сл.	0,09
Al ₂ O ₃	17,30	16,87	18,21	17,46	15,53	14,27	14,65	14,81	14,85	13,80	14,46	15,54	14,66	16,44	18,83	18,92	14,99	13,76	16,59
Fe ₂ O ₃	1,103	2,09	2,21	1,90	0,88	1,15	0,9	0,97	0,73	0,14	0,37	1,27	0,63	0,80	1,40	1,72	1,43	0,82	1,23
FeO	2,93	5,26	5,22	4,37	1,34	1,97	1,95	1,75	1,06	1,55	0,54	0,52	0,92	Не обн.	Не обн.	4,76	0,33	0,52	1,12
MnO	0,045	0,11	0,11	0,09	0,08	0,07	0,05	0,06	0,01	0,045	0,01	0,03	0,024	"	"	0,10	0,31	Не обн.	0,08
MgO	1,50	2,69	4,53	2,9	0,70	0,81	0,64	0,71	0,92	0,55	0,10	0,18	0,44	3,00	0,69	2,35	0,50	0,80	1,47
CaO	4,54	5,38	9,30	6,4	2,15	2,13	2,30	2,19	2,10	1,52	0,87	2,24	1,68	1,30	3,30	7,0	1,50	2,70	3,16
BaO	Не опр.	0,08	Не опр.	0,02	Не опр.	0,024	Не опр.	0,008	Не опр.	0,01	Не опр.	Не опр.	0,002	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Na ₂ O	3,71	3,04	2,13	2,95	3,65	3,094	3,74	3,16	3,24	2,66	3,70	3,66	3,31	2,50	2,91	2,86	3,31	2,21	2,76
K ₂ O	2,00	2,60	1,04	1,88	3,01	4,42	4,47	3,96	2,67	5,72	4,84	3,36	4,15	4,40	2,46	2,10	2,02	3,33	2,86
P ₂ O ₅	0,03	0,49	0,34	0,28	0,05	0,114	0,04	0,09	0,02	0,05	0,01	сл.	0,02	0,00	0,11	0,19	Не обнаружено	0,06	
П. п. п.	1,044	1,10	0,64	0,93	0,64	0,59	0,17	0,43	0,69	0,25	0,47	0,62	0,48	Не обн.	0,34	0,08	0,18	0,12	0,14
SO ₃	Не опр.	0,46	Не опр.	0,15	Не опр.	0,02	Не опр.	0,006	Не опр.	0,04	0,04	Не опр.	0,02	"	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CO ₂	"	Не опр.	"	Не опр.	Не опр.	"	Не опр.	"	Не опр.	Не опр.	0,08	"	0,02	"	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
F ₂	"	0,03	"	0,01	Не определено	"	Не определено	"	Не определено	"	Не определено	"	Не определено	"	Не определено	Не определено	Не определено	Не определено	Не определено
H ₂ O	"	Не опр.	0,18	0,06	0,04	Не опр.	Не опр.	0,013	Не опр.	0,06	0,05	0,4	0,11	2,50	0,28	0,32	0,38	0,28	0,75
Σ	100,18	99,75	99,81	99,98	100,13	99,98	99,56	99,84	99,76	99,87	100,16	99,99	100,07	99,82	99,76	99,75	99,95	99,96	100,20
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому																			
a	11,45	10,85	6,57	9,87	12,7	13,0	11,21	12,14	10,66	13,62	14,58	12,2	11,94	11,09	9,86	9,66	9,53	9,24	9,87
c	5,73	6,30	9,43	5,83	2,54	2,72	2,72	2,61	2,50	1,78	1,05	2,56	1,96	1,46	3,93	8,51	1,73	3,17	3,76
b	7,56	12,26	17,64	17,80	6,43	4,89	6,48	5,70	6,32	2,91	3,2	4,46	5,08	11,86	9,13	10,67	8,37	4,62	8,93
S	75,15	70,60	66,36	66,47	78,94	79,55	78,97	79,50	80,52	31,67	81,47	79,60	80,91	76,57	77,06	71,14	80,41	82,89	77,61
a'	14,95	C=3,17	C=13,7	C=58,10	50,0	13,7	48,30	40,30	54,16	22,72	63,63	38,80	55,85	54,83	74,45	C=4,73	70,70	44,88	48,80
f'	50,46	57,80	40,90	25,9	32,20	58,90	48,50	40,10	22,91	50,0	29,54	33,80	26,00	5,34	13,13	56,82	20,00	23,94	22,92
m'	74,58	38,66	45,3	18,0	17,7	27,39	—	20,0	22,91	27,27	6,81	1,30	18,31	39,78	12,4	38,51	9,23	28,16	28,20
n	74,23	63,40	76,0	71,42	64,44	51,54	52,3	61,29	64,19	40,77	54,05	62,40	59,11	45,97	63,79	60,87	71,62	50,0	59,40
φ	13,08	15,03	11,7	6,4	12,5	19,18	12,7	14,11	8,33	2,27	13,6	24,30	10,80	5,37	13,13	14,84	13,84	14,1	10,19
t	0,54	1,30	0,53	0,77	0,25	0,25	0,64	0,25	0,24	0,24	—	0,078	0,16	0,08	0,08	0,40	0,08	0,0	0,085
Q	22,22	13,18	10,15	8,59	29,33	29,33	32,70	31,87	37,21	34,34	33,76	33,42	35,64	27,52	30,49	14,47	39,99	44,21	31,63
a:c	2,0	1,72	0,69	1,67	5,00	4,6	4,12	4,64	4,27	7,65	12,93	4,76	4,76	7,25	2,50	1,10	5,50	2,90	2,60

с вмещающими осадочными породами, содержание «с» и CaO наиболее постоянно и близко в среднем к типовым по Дэли. С приближением к вмещающим осадочным породам количество извести в них увеличивается и при этом биотитовые граниты приобретают гранодиоритовый и адалеллитовый состав, а аляскиты становятся близки по составу к граниту. Результатом повышенного содержания полевошпатовой извести «с» и избытка CaO является повышенная основность плагиоклазов, образование амфибола и кальциевой группы аксессуарных минералов (апатита, сфена, ортита). Таким образом, повышенное содержание полевошпатовой извести в породах ранних фаз интрузий и их приконтактовых

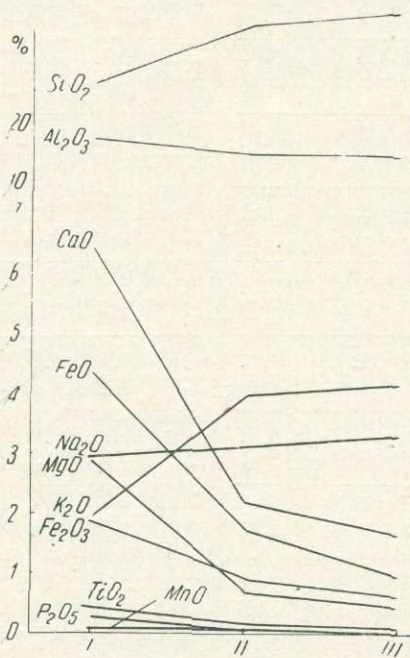


Рис. 37. Вариационная диаграмма изменения содержания главных окислов в породах различных фаз Актауского интрузива.

I — формация кварцевых диоритов, II — формация биотитовых гранитов, III — формация аляскитов.

частях свидетельствует об интенсивной карбонатной ассимиляции, что неоднократно было отмечено И. М. Исамухамедовым (1955). Все гранитоиды Актауского интрузива пересыщены глиноземом, почти всегда в избытке содержат Al₂O₃, что обуславливает образование амфибола и биотита. В кварцевых диоритах *b* фемическая составляющая значительно колеблется по сравнению с породами других формаций интрузий и *f'* и *m* всегда меньше типовых не только в кварцевых диоритах, но и в остальных гранитоидах Актауского интрузива.

Отношение FeO:MgO во всех типах пород больше единицы. Железо-магнезиальная составляющая обычно сильно варьирует и почти всегда ниже, чем в средних типах по Дэли.

По классификации горных пород по химическому составу А. Н. Заварицкого петрохимический параметр *Q* в гранитоидах Актау увеличивается от породы I фазы интрузии — кварцевых диоритов ($Q=22-10$, среднее 8, 6) ко второй — биотитовым гранитам ($Q=29-32$, среднее — 31) и аляскитам ($Q=33-37$, среднее 36), т. е. он увеличивается от слабо пересыщенных пород до пересыщенных SiO₂, но содержание последнего в породах ранних фаз интрузии — в кварцевых диоритах и биотитовых гранитах всегда очень близко к средним типам по Дэли, а в более поздних — несколько ниже.

Кварцевые диориты более бедны щелочами ($a:c=1,67$); биотитовые граниты умеренно богаты щелочами ($a:c=4-5$), а в аляскитах это отношение варьирует от 4 до 13.

Приведенные в табл. 44 результаты химических анализов пегматитов относятся к различным участкам интрузива. Высокое содержание CaO (до 7%) и FeO (4,7%) в пробах, взятых из приконтактовых участков интрузива вероятно, обусловлено существенным влиянием вмещающих осадочно-метаморфических пород на пегматитообразующие растворы при их образовании.

Анализ петрохимических особенностей гранитоидов Актауского интрузива позволяет сделать следующие выводы.

1. Все породы интрузива и их пегматиты пересыщены Al_2O_3 , за исключением некоторых проб кварцевых диоритов, относящихся к нормальному ряду и пересыщенных SiO_2 .

2. Среднее содержание извести в породах всех фаз интрузий всегда повышенное, а среднее содержание суммарного железа несколько ниже по сравнению со средними типами по Дэли.

3. В породах ранних фаз интрузии — кварцевых диоритах, характеризующихся более низкой щелочностью, отношение $NaO : K_2O$ всегда выше единицы, т. е. натрий преобладает над калием, а в породах более поздних фаз — биотитовых гранитах, аляскитах и их пегматитах, имеющих повышенную щелочность, это отношение ниже единицы.

При последовательном образовании гранитоидов от первой фазы интрузии к третьей происходит закономерное увеличение содержания SiO_2 , K_2O , Na_2O , а также суммарного содержания щелочей ($Na_2O + K_2O$ от 4,83 до 7,12 и далее до 7,46), $FeO : MgO$ (1,5—2,46), $Fe_2O_3 : FeO$ (0,41—0,60—0,68), уменьшение количества Al_2O_3 , CaO , суммарного количества железа (5,17—2,72—2,55) (рис. 37).

Изменение химического состава гранитоидов от ранних фаз интрузий к более поздним влияет на состав породообразующих минералов, особенно цветных. Например, содержание щелочей, особенно калия и общая железистость биотитов от пород ранних фаз к поздним возрастает.

Последовательное изменение петрохимических особенностей гранитоидов Актауского интрузива свидетельствует об образовании пород различных фаз интрузии путем дифференциации. Одновременно резкое колебание содержания извести, железа и магния в породах ранних фаз интрузии и их приконтактовых участках свидетельствует об интенсивной карбонатно- и железо-магнезиальной ассимиляции.

ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ И РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И СВЯЗЬ С НИМИ ПРОЯВЛЕНИЙ АКЦЕССОРНОЙ И РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ (ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ АКТАУСКОГО ИНТРУЗИВА)

Содержание группы редких щелочей (Li, Rb, Cs) и таллия при переходе от гранитоидов ранних фаз интрузии к последующим фазам постепенно возрастает (табл. 39). При этом содержание Li, Rb, Cs, в породах всех фаз интрузии ниже кларка за исключением Rb в лейкократовых и Cs в биотитовых гранитах, в которых оно завышено (Азимов, 1970).

Эта особенность пород интрузива в свою очередь отразилась на отсутствии собственных минералов редких щелочей, таких как сподумен, поллучит и лепидолит.

Низкое содержание редких щелочей и таллия в гранитоидах Актауского интрузива, возможно, объясняется фаціальными его особенностями, в частности, относительно меньшей глубиной его становления и эрозионного среза и выражает геохимическую специфику массива на современном уровне среза.

Г а л л и й и г е р м а н и й в гранитоидах Актауского интрузива, так же как и везде в магматических породах, ведут себя как типичные рассеянные элементы. Характер распределения германия по типам пород не очень четкий, но подмечено некоторое увеличение его содержания в жильных образованиях — пегматитах. Отсутствие этих элементов

во вмещающих осадочных породах позволяет сделать вывод о том, что главная масса германия и галлия присуща магматическому расплаву, причем существенной миграции их во вмещающие осадочные породы не происходило. В целом гранитоиды Актауского интрузива характеризуются низким содержанием Ga, Ge при преимущественном рассеянии их в порообразующих минералах.

Содержание ниобия и тантала возрастает от пород ранних фаз интрузии к более поздним. Наибольшие содержания этих элементов характерны для пород заключительных фаз интрузии, с которыми связано образование ниобо-танталовых минералов (ильменорутила, блонстрандина, колумбита). Отсутствие тантало-ниобатов в меланократовых разностях гранитоидов и значительное уменьшение содержания их в краевых частях интрузива объясняется большей основностью гранитоидов. В этом случае ниобий и тантал концентрируются в цветных (биотите, амфиболе) и некоторых акцессорных минералах (сфене, ильмените). Отсутствие или уменьшение титансодержащих минералов в гранитоидах последних фаз способствовало появлению самостоятельных акцессорных минералов этих элементов.

Возрастание общего содержания ниобия и тантала от гранитоидов ранних фаз интрузии к поздним и особенно высокое содержание их в жильных образованиях (пегматитах, аплитах) свидетельствует о концентрации этих элементов в более поздних этапах магматического процесса.

Различная форма нахождения ниобия и тантала в продуктах различных фаз интрузии и фашиальных условий объясняется влиянием процессов ассимиляции, а изменение содержания их в возрастающем порядке от пород первой фазы к последним — процессом дифференциации.

Увеличение содержания тантало-ниобатов в отдельных метасоматически измененных участках лейкократовых гранитов и жильных образований связано с привнесением ниобия и тантала позднемагматическими растворами. Таким образом, представляется, что главная масса ниобия и тантала в гранитоиды привносилась магматическими расплавами и позднемагматическими растворами.

По характеру содержания ниобия и тантала и наличию их минерализации гранитоиды Актауского интрузива можно рассматривать геохимически специализированными на ниобий и тантал.

Бериллий и олово в гранитоидах Актауского интрузива имеют рассеянный характер. Распределение бериллия показывает, что содержание его возрастает от гранитоидов I фазы интрузии к III и далее к пегматитам и гранит-апелитам, достигая кларкового значения в лейкократовых гранитах, гранит-апелитах и пегматитах. Это свидетельствует о том, что среднее содержание бериллия в продуктах ранних этапов кристаллизации гранитной магмы было ничтожно и «в то же время отсутствие в процессе основных стадий гранитообразования повышенных концентраций свободных высоковалентных катионов, которые могли бы компенсировать вхождение бериллия в кристаллическую решетку силикатов, затрудняет и резко ограничивает захват бериллия порообразующими минералами. Ограниченное рассеяние бериллия в продуктах главной фазы кристаллизации гранитной магмы, естественно, привело к накоплению в продуктах конечной стадии кристаллизации, особенно в процессе кристаллизации кварца, гранитов, практически не принимающих бериллий в свою решетку» (А. А. Беус, 1964). В составе гранитоидов наибольшее содержание бериллия приходится на их мусковитизированные разности, гранит-апелиты и пегматиты. В последних содержание бериллия в 2—3 раза выше, чем в биотитовых гранитах и кварцевых

диоритах, что в некоторых случаях способствовало образованию акцессорных бериллиевых минералов.

Данные по содержанию олова в гранитоидах Актауского интрузива немногочисленны, тем не менее имеющийся фактический материал показывает, что из всех типов гранитоидов наибольшее содержание олова характерно для гранитоидов с высоким содержанием биотита, который является основным концентратором олова. В этих гранитах содержание олова находится в пределах кларка, в то время, как в лейкократовых разностях оно меньше в 1,5—2 раза. В автометасоматически измененных (мусковитизированных) гранитах олово главным образом концентрируется в мусковитах.

Среднее содержание олова в гранитоидах и биотитах Актауского интрузива ниже такового в оловоносных интрузивах, что выразилось в отсутствии собственных минералов олова — касситерита и, по-видимому, в отсутствии в пределах Актау оловянного оруденения.

В целом характер распределения бериллия и олова в гранитоидах и составляющих их минералах позволяет отметить, что рассматриваемый интрузив (на данном уровне формирования) геохимически на эти элементы не специализирован и постмагматическое оловянное и бериллиевое оруденение для него не характерно.

Наибольшие содержания молибдена и вольфрама приходятся на биотитовые граниты. В среднем по массиву содержание молибдена в породах превосходит кларк (по Виноградову, 1962) примерно в 2 раза, по результатам контрольных анализов, выполненных в ГЕОХИ в 1,7 раза; данные по вольфраму нельзя считать окончательными, так как на основании определений в ИГиГ АН УзССР среднее содержание его превосходит кларк, в то время как контрольные определения, выполненные в ГЕОХИ АН СССР, показывают содержания, в среднем не превышающие кларк.

Зависимость между Mo, W и распределением акцессорного молибденита и шеелита проявлена не четко. Наибольшая встречаемость их, отмеченная в лейкократовых гранитах, пегматитах и гранит-аплитах, возможно, связана с некоторой концентрацией этих элементов в конечных этапах магматического процесса. В то же время наличие шеелита в ассоциации с альбитом в метасоматически измененных участках гранитов дает возможность предполагать образование шеелита также и при метасоматических изменениях гранитов (альбитизации полевых шпатов и разложений сфена, биотита и т. п.).

Во всех проанализированных пробах пород содержание свинца всегда выше кларка и в среднем по интрузиву (0,0109%) в 5,5 раза превышает кларк. В связи с характером возрастания содержания свинца от гранитоидов более ранних фаз интрузии к более поздним, намечается некоторая взаимосвязь с акцессорной минерализацией. Акцессорный галенит наиболее часто обнаруживается в лейкократовых гранитах и легматитах.

Таким образом, свинец в процессе формирования интрузива имел тенденцию концентрироваться в более поздних формациях, в результате чего наличие избыточного свинца способствовало образованию акцессорного галенита.

В более меланоократовых разностях гранитоидов (I, II фазы интрузии) главная масса цинка и меди сосредоточена в цветных минералах, где цинк изоморфно замещает Fe и Mg, а в гранитоидах более поздних фаз они входят в состав биотита, сульфидов и других минералов в виде субмикроскопических форм (Таусон, 1961). Среднее содержание меди и цинка выше кларка (1,6 и 2,6 соответственно).

В целом по интрузиву содержание свинца, меди, цинка завышено по сравнению с кларком, вследствие чего в постмагматических процессах Cu и Pb образуют свои собственные минералы.

Редкие земли ($\Sigma\text{TR}_2\text{O}_3$) в породах Актауского массива (Азимов, Хамрабаев, 1965) содержатся в 4–6 раз выше кларка (Семенов, 1964). О характере распределения редкоземельных элементов можно судить также по результатам анализов редких земель в минералах (табл. 39). Гранитоиды, имеющие более высокую основность пород, способствовали рассеиванию редкоземельных элементов в состав породообразующих и кальциевых аксессуарных минералов (Азимов, Хамрабаев, 1966; Азимов, Лихойдов, 1966; Бабаев и др., 1969). А более щелочной состав и низкая основность породы привели к концентрации этих элементов и ограничению их рассеяния в породообразующих минералах.

Превышение $\Sigma\text{TR}_2\text{O}_3$ кларковых значений и широкое развитие аксессуарных редкоземельных минералов (ортит, монацит, ксенотим) в породах Актауского интрузива позволяет рассматривать его геохимически специализированным на редкие земли.

Концентрации урана и тория в гранитоидах Актауского интрузива (Р. А. Магдиев и др.) возрастают в ходе эволюции интрузивного процесса от I ко II и III фазе и наибольшее значение приобретают в жильных образованиях, особенно в пегматитах, что свидетельствует о концентрации урана и тория в конце магматического процесса. Эта особенность — одна из наиболее характерных черт геохимии этих элементов. Сопоставление среднего содержания урана и тория с их кларком

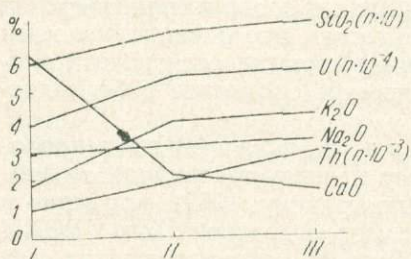


Рис. 38. График распределения U , Th , SiO_2 , CaO , Na_2O , K_2O .

I — формация кварцевых диоритов; II — формация биотитовых гранитов; III — формация лейкократовых гранитов.

показывает, что они почти всегда обладают повышенным содержанием во всех типах пород массива, за исключением тория в кварцевых диоритах и гранодиоритах.

Метасоматические лейкократовые граниты, образовавшиеся в результате изменения биотитовых гранитов (среднее из двух определений: $\text{U} — 1,34 \cdot 10^{-4} \%$; $\text{Th} — 2,18 \cdot 10^{-3} \%$), обнаруживают обеднение ураном в 4,3 раза по сравнению с биотитовыми гранитами, а торий остается в них почти неизменным (рис. 38). Это одно из доказательств того, что уран обладает большим миграционным свойством по сравнению с торием в постмагматических процессах. В лейкократовых гранитах и гранит-аплитах содержание урана такое же, как и в биотитовых гранитах. В первом содержание тория больше ($2,84 \cdot 10^{-3} \%$) по сравнению с кварцевыми диоритами и биотитовыми гранитами, что подтверждается величиной урано-ториевого отношения (5,0). Пегматиты характеризуются наибольшим содержанием урана ($29,6 \cdot 10^{-4} \%$) и тория ($7,05 \cdot 10^{-3} \%$), что более чем в 7 раз превышает их содержание в кварцевых диоритах. В гранит-аплитах содержание урана и тория близко к таковому в биотитовых гранитах.

В среднем по интрузиву, без учета жильных образований, содержание урана ($4,6 \cdot 10^{-4} \%$) в 1,3 раза, а тория ($1,8 \cdot 10^{-3} \%$) в 1,1 раза больше кларка. С учетом жильных образований среднее содержание урана ($10,47 \cdot 10^{-3} \%$) в 3 раза, а тория ($5,98 \cdot 10^{-3} \%$) в 3,3 раза больше их кларков.

При сопоставлении изменения урана и тория с содержанием главных окислов гранитоидов в ходе эволюции интрузивного процесса выявлено, что между некоторыми окислами, такими как SiO_2 , K_2O , Na_2O , MgO и U , Th имеется зависимость (рис. 47), что отмечено и в других районах Советского Союза (Осипов, Журавлев, 1965).

Определение содержания урана и тория в породообразующих и акцессорных минералах показало, что около 40—45% их сосредоточено в породообразующих, а остальная часть — в акцессорных минералах (бломстрандине, монаците, ксенотиме, цирконе и апатите) интрузива (Азимов, 1970).

Бор в породах Актауского интрузива не определен. Но анализы этого элемента в гранитоидах Темиркабукского, Койташского, Кошрабадского и Устукского массивов (по данным О. Кушмурадова, 1967), являющихся сателлитами единого Нуратинского батолита (Исамухамедов, 1955; Чемборисов, 1967) показывают, что содержание его уменьшается от пород более ранних фаз интрузии и их сильно гибридизиро-

Т а б л и ц а 45

Содержание бора в породах и отдельных минералах некоторых гранитоидных массивов Нуратау, %

Порода, минерал и массив	Число анализов	B_2O_3
Диориты (Темиркабук)	1	0,035
Гранодиориты (Кошрабад)	1	0,027
Биотитовые граниты (Устук)	7	0,01
Лейкократовые граниты (Устук)	2	0,005
Альбитизированные граниты (Устук)	1	0,05
Амфиболы (Актау)	2	0,009
Биотиты (Устук)	5	0,01
Биотиты (Актау)	9	Не обн.
Полевые шпаты (Устук)	2	0,005
Полевые шпаты (Актау)	1	0,006
Мусковиты (Актау)	5	0,01

Примечание. Бор определен колориметрическим методом. Аналитик А. Н. Хан (ИГиГ АН УзССР).

ванных разностей к более поздним и их менее гибридизированным разностям. Подобная закономерность установлена в гранитоидах Северного Тянь-Шаня (Отрошенко и др., 1965).

Анализ бора в минералах (табл. 45) и его пересчет на породу показывает, что в гранитоидах более ранних фаз интрузии (диориты и гранодиориты) 70—80% его содержания связано с плагиоклазом, а остальное количество приходится на долю цветных минералов (амфибол, биотит).

В биотитовых гранитах главным минералом-носителем бора является полевой шпат, на долю которого приходится 80—90% бора. В породах поздних фаз интрузии, представленных лейкократовыми гранитами и аляскитами, а также в их постмагматически измененных альбитизированных разностях количество бора заметно уменьшается по сравнению с породами более ранних фаз и их неизмененных разностей.

Уменьшение содержания бора от пород ранних фаз интрузии (и более меланократовых) к поздним (лейкократовым) следует связывать с уменьшением количества плагиоклаза и его основностью в породах этих фаз (Барсуков, 1957; Некрасов, 1966).

В породах пневматолит-пегматитовой стадии (гранит-аплиты, пегматиты) бор образует свой собственный минерал в виде турмалина.

На основании наших и других данных (Барсуков, 1958; Ставров, Хитров, 1960 и др.) о распределении бора в гранитоидах и их составляющих минералах, можно полагать, что главным носителем и концентратом бора в гранитоидах Актауского интрузива являются плагиоклазы, амфиболы и мусковиты, а в некоторых приконтактных участках пегматитов — турмалин.

В сланцах, особенно в их слюдястых разностях, установлено от 0,015 до 0,17% B_2O_3 .

Повышение содержания бора в гранитоидах происходит благодаря поглощению его из вмещающих осадочных пород. При этом гранитоиды, обогащенные бором, характеризуются наличием в них его аксессуарных минералов (Хамрабаев, 1958; Барсуков, 1960; Отрощенко, Зенин, Хорват, 1965).

Исходя из характера распределения бора в Актауском интрузиве и учитывая высокую степень контаминации его исходного расплава вмещающими породами (И. М. Исамухамедов, 1955), можно считать, что расплав обогатился бором за счет осадочных метаморфических пород.

Бор, поглощенный магматическими растворами, входил в структуру породообразующих минералов, главным образом, полевых шпатов, амфиболов, мусковитов, в виде изоморфной примеси. Среднее содержание бора в породообразующих минералах гранитоидов Актауского интрузива было настолько незначительно, что даже при метасоматических изменениях не наблюдалось образования вторичных борных минералов.

Установление магнезиальных боратов (котоит, суанит, людвигит) в пределах развития доломитовых пород других регионов (Такебо Ватанобе, 1964) позволяет отметить, что первичные доломитовые породы, отмеченные О. М. Римской-Корсаковой (1956), В. В. Сахоненко (1967) в экзоконтакте западной оконечности Актауского интрузива (уч. Тутаксай) могут способствовать образованию боромagneзиальных минералов типа людвигита, котоита и суанита.

ПОСТМАГМАТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Постмагматическая минерализация, связанная с Актауским интрузивом

В Актауском интрузиве известны следующие виды минерализации: 1) скарново-редкометальная (шеелит, молибденит) с участками медного оруденения; 2) кварц-золото-арсенопирит-шеелитовая; 3) кварц-полевошпатовая (пегматиты и мусковитизированные граниты); 4) карбонатно-марганцевая в известняках; 5) волластонитовая.

Перечисленные виды минерализаций размещаются главным образом внутри или в экзо-эндоконтактной полосе западной половины Актауского интрузива и, очевидно, генетически связаны (кроме марганцевой минерализации) с Актауским интрузивом. Практическое значение имеет лишь скарново-редкометальная минерализация. Она образует крупное Лянгарское месторождение, являющееся первенцем редкометальной горной промышленности Узбекистана. Месторождение Лянгар изучено Х. М. Абдуллаевым (1939), В. С. Мясниковым (1950), Н. В. Ушаковым, М. Д. Трояновым и др. и подробно описано в их работах. Здесь мы рассмотрим главнейшие особенности размещения месторождения Лянгар и связь его с интрузивами.

Скарново-редкометальная минерализация. Скарны

приурочены к области контакта интрузива с осадочно-метаморфическими породами. Они протягиваются прерывистой цепью вдоль контакта западной оконечности Актауского интрузива с известняками и, отчасти, со сланцами. Эта полоса имеет общую протяженность свыше 6 км и условно делится на участки (с севера на юг): Тутексайский, Северный, Западный, Главное рудное поле, Южный, Кварцевые жилы, Водораздельный и Восточный. Мощность скарновых тел варьирует от 1—2 см до 30—40 м, но в большинстве случаев не превышает 1—2 м.

По характеру замещаемых пород скарны Лянгарского месторождения делятся на экоскарны (аллоскарны по Х. М. Абдуллаеву), образовавшиеся в результате метасоматического изменения известняков, доломитов, сланцев и роговиков и эндоскарны (автоскарны), возникшие при замещении изверженных пород (биотитовых и лейкократовых гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов и связанных с ними аплитов и пегматитов). Основная масса скарнов представлена экоскарнами. По минералогическому составу скарны подразделяются на: 1) гранат-пироксеновые; 2) гранат-везувияновые; 3) кварц-гранат-пироксеновые; 4) амфибол-эпидотовые; 5) амфибол-слюдяные и 6) волластонитовые.

В скарнах присутствуют шеелит, молибденит, пирротин, халькопирит, пирит, арсенопирит и др. Практический интерес имеют шеелит, молибденит и халькопирит. Они приурочиваются главным образом к пироксеновому, гранат-везувияновому и амфиболовому типам скарнов.

Шеелит, по данным Х. М. Абдуллаева, В. С. Мясникова и др., выделяется в 2 этапа: скарновый и кварц-шеелитовый. Молибденит — в более поздний, халькопирит — еще позднее и относится к этапу наложенного сульфидного оруденения.

Известны скарновые проявления в верховьях Тутексая и Кичиксая, в горах Кошдерген, Ташикташская и местами вдоль контактов Янгиклинского интрузива. Они также приурочиваются к контактам биотитовых и лейкократовых гранитов, реже кварцевых диоритов и жильных пород Актауского интрузива с крупно- и среднекристаллическими мраморами.

Золотая минерализация наблюдается в 5 км юго-западнее в кварцевых жилах среди сланцев юго-западного экзоконтакта интрузива, в ассоциации с шеелитом, арсенопиритом. Золото, кроме того, установлено Н. Я. Якушевым и В. С. Мясниковым в скарновых телах Главного рудного поля, Водораздельного и Западного участков в виде микроскопических зерен. Золото приурочено главным образом к окварцованным участкам скарнов и рассекающим их кварцевым жилам. Оно встречается в ассоциации с самородным висмутом, тетрадимитом, сфалеритом, арсенопиритом, шеелитом. Образование золота связывается с кварц-сульфидным этапом минералообразования.

Кварц-полевошпатовая минерализация представлена пегматитами и пегматоидными породами. В пределах Актауского интрузива основная масса пегматитов обладает блоковым строением и состоит из крупных кристаллов полевого шпата и кварца. В незначительном количестве содержится мусковит и акцессории. Сейчас в описываемом районе основным источником кварц-полевошпатового (керамического) сырья служат метасоматические лейкократовые граниты.

Пегматиты Актауского интрузива к настоящему времени полностью разработаны на керамическое сырье.

Медная минерализация установлена в пределах Лянгарского месторождения. Наличие древних выработок с медным оруденением на северном склоне горы Тахку свидетельствует о добыче меди древними рудокопами. На участке Водораздельный, на контакте измененных биотитовых гранитов с известняками установлено небольшое скарново-

медное проявление, состоящее из халькопирита и вторичных медных образований (малахит и др).

По мнению А. Ф. Свириденко (1961), исследовавшего генезис лейкократовых гранитов, это медное проявление образовалось в результате изменения биотитовых гранитов.

Марганцевая минерализация имеет место на южном контакте восточной оконечности западной половины Актауского интрузива, в зоне разлома. Она приурочена к экзоконтакту интрузива — доломитизированным известнякам и сланцам.

Марганцевая минерализация установлена по высоким содержаниям марганца в лимонитовых породах. К настоящему времени она плохо изучена на глубину.

Условия локализации редкометалльных руд в Актауском интрузиве

Проведенные геохимические исследования и сопоставление условий размещения Койташских и Лянгарских редкометалльных месторождений позволяют отметить два типа скрытых промышленных месторождений. Первый — это месторождения, приуроченные к большим (более 800 м) глубинам, другой — залегающие на небольших (300—400 м) глубинах. К последнему типу относятся северо-западная и юго-восточная части горы Тахку с глубиной локализации руд 300—400 м. Такой вывод можно сделать на основании пологого падения контактовой поверхности интрузива и наличия вдоль трещин в известняках индикаторной амфиболовой и амфибол-кварцевой минерализации. Такая минерализация наблюдается в 2 км на юг от западного контакта Актауского интрузива. В этом интервале имеются выходы гранит-аплитов и кварцевых жил, содержащих золото, пирит, арсенопирит, реже шеелит.

Актауский интрузив, погребенный на западе (800—900 м) под осадочными толщами, соединяется с Битабским интрузивом.

На контакте Битабского интрузива наблюдается несколько маломощных скариовых тел и кварц-полевошпатовая жила мощностью 20—25 м, протяженностью 900—1000 м. В них установлены молибденит, шеелит, и сульфиды железа (пирит, пирротин). Характер контактовых изменений гранитондов Битабского интрузива показывает, что он находится на первоначальной стадии вскрытия.

Одним из определяющих факторов в размещении редкометалльных руд является, по И. Х. Хамрабаеву (1958), морфология интрузива. Это заключается в том, что на участках пологого погружения контакта интрузива породы всякого экзоконтакта обычно сильно деформированы и представляют собой легкопроницаемую среду. Постмагматические растворы из остывающего интрузива, устремляясь в сторону всякого бока, при наличии благоприятных литологических и структурных условий, концентрируются и вызывают интенсивную минерализацию. Таким образом, учитывая морфологию интрузива можно полагать, что в погребенных участках между Актауским и Битабским интрузивами, а также на участке Водораздельный, прилегающем к Янгаклинскому интрузиву и юго-восточной части горы Тахку должны быть скарноворудные залежи. Однако факторы размещения минерализации здесь в достаточной мере еще не выяснены (кроме того, глубина залегания скрытых руд на этом участке может оказаться более 700—800 м).

В связи с этим необходимо провести разведку бурением площади между Янгаклинским массивом и Водораздельным участком на обнаружение скрытых скарново-рудных залежей с промышленным вольфрамовым, молибденовым и, возможно, медным оруденением. Эта рекомендация основывается на наличии на этом участке благоприятных магма-

тических и структурных факторов (участок пологого погружения поверхности интрузива с известняками, наличие скарновой (индикаторной?) минерализации в прилегающих участках Янгаклинского интрузива, благоприятные геохимические ореолы). Представляется, что не менее крупные скарново-рудные залежи должны быть в участках прогиба между Актауским и Битабским интрузивами на западе.

На основании вышесказанного, можно сделать следующие выводы.

1. Актауский интрузив является трехфазным телом. Каждой из трех фаз интрузий соответствуют формации: а) кварцевых диоритов; б) биотитовых гранитов; в) аляскинтов и лейкократовых гранитов. Жильные образования представлены гранодиорит-порфирами, реже диоритовыми порфиритами, гранит-аплитами и пегматитами. Абсолютный возраст гранитоидов Актауского интрузива по данным калий-аргонового метода исчисляется 265—272 млн. лет, что соответствует нижней перми. Глубина формирования интрузива по реставрации геологического разреза палеозоя, по данным определения связанной воды, особенностям структуры, металлогении и по ряду геологических факторов (по классификации глубинности интрузивов Горжевского и Козеренко, 1965), определяется приблизительно в 2,5—3,5 км.

2. На площади Актауского интрузива развиты две разновидности лейкократовых гранитов: магматические, образовавшиеся в результате проявления третьей фазы интрузии и имеющие штокообразную, дайкообразную и пластообразную формы с интрузивными контактами; метасоматические, образовавшиеся в результате аутометасоматических изменений биотитовых гранитов и гранодиоритов. Контакт с ними постепенный.

3. Биотиты и амфиболы из гранитоидов Актауского интрузива обладают высокой железистостью. Биотитам гранитоидов Актау присуще высокое содержание калия (K_2O —6—9%) по сравнению с таковыми из гранитоидов Чаткало-Курамы (K_2O —4—6%). Изучение ассоциации и распределение амфибола на площади всего Актауского интрузива показывает, что для западной половины интрузива, на экзоконтакте которого наблюдается скарново-шеелитовое оруденение, характерно развитие биотитовых гранодиоритов и гранитов, а для восточной, в пределах которой не имеется скарнов, — амфиболово-биотитовые гранодиориты и граниты.

4. В Актауском интрузиве и их вмещающих осадочно-метаморфических породах выявлено более 40 акцессорных минералов с их разновидностями.

Породы каждой формации характеризуются своими типоморфными признаками и типами ассоциаций акцессорных минералов: а) гранитоидам формации кварцевых диоритов присущи, в основном, акцессории кальциевого ряда (апатит, сфен, ортит, эпидот); б) формации биотитовых гранитов — акцессории фосфатов редких земель (монацит, ксенотим); в) формации аляскинтов, лейкократовых гранитов и их жильных образований (пегматитам и гранит-аплитам) — акцессории фосфатов редких земель, ниобия, тантала (тантало-ниобаты).

Изменение характера ассоциации акцессорных минералов и количественное распределение их во времени и пространстве тесно связано с изменением петрохимического состава гранитоидов, состава главных породообразующих минералов и самих акцессориев. Гранитоидам более ранних фаз и краевым фациям интрузива, которым свойственны высокая известковистость («с») присущ парагенезис кальциевых и железокальциевых (сфен, ортит, апатит и др.) акцессориев; для гранитоидов более поздних фаз и центральных частей интрузива характерны акцессории фосфатов редких земель и титано-ниобо-танталов. Эти поро-

ды, соответственно, имеют повышенную щелочность, кислотность и железистость, меньшую известковистость.

Акцессорные минералы по времени их образования делятся на три основные группы: раннемагматическую, позднемагматическую и пневматолито-пегматитовую. В первую входят апатит, циркон, частично ортит, магнетит. К позднемагматическим акцессориям относятся: апатит II, циркон II, сфен II, ортит II, рутил, монацит, магнетит II, гранат, титано-тантало-ниобаты. К пневматолито-пегматитовой группе относится почти тот же видовой состав акцессориев, что и к позднемагматической, но отличается по своим морфологическим особенностям, химическому составу и относительным количествам.

Акцессорные минералы количественно и качественно четко распределяются в пространстве. При этом количество кальциевых, железистых и титанистых акцессориев — апатита, ортита, сфена, магнетита, ильменита возрастает от центра интрузива к краевой его части, а минералы фосфатов редких земель, ниобия и тантала наоборот, от края к центру.

Отсутствие касситерита, низкое содержание магнетита (0,1—0,2%) и флюорита в гранитоидах Актау являются прямыми минералого-геохимическими критериями, указывающими на отсутствие месторождений этих минералов.

По типу акцессориев гранитоиды Актауского интрузива относятся к комплексному сфен-apatит-монацит-ксенотим-ниобат-танталовому типу.

Концентраторами монацита, ксенотима и тантало-ниобатов являются биотитовые, лейкократовые граниты и пегматиты. Наибольшие концентрации их приурочены к метасоматически измененным зонам этих пород. В связи с этим рекомендуется попутное извлечение редкометальных минералов из биотитовых и лейкократовых гранитов Актауского интрузива.

5. Характерными петрохимическими особенностями гранитоидов Актауского интрузива являются: перенасыщенность их Al_2O_3 , SiO_2 , повышенное содержание извести и несколько пониженное — суммарного железа по сравнению со средними типами по Дэли. Повышенное содержание извести в породах Актау обуславливает повсеместное образование группы кальциевых акцессориев, а низкое содержание суммарного железа — малое содержание магнетита (не более 0,1—0,2%). Последовательное изменение петрохимических особенностей гранитоидов Актауского интрузива свидетельствует об образовании пород различных фаз интрузии путем дифференциации, в то же время редкие колебания содержания извести, железа и магния в породах ранних фаз интрузии и приконтактовых участках говорят об интенсивной карбонатной и железо-магnezияльной ассимиляции.

6. В распределении редких и рассеянных элементов в породах различных фаз интрузии намечаются некоторые закономерности.

Содержание редких щелочей и галлия, при переходе от гранитоидов более ранних фаз интрузии к поздним возрастает. Среднее содержание этих элементов в породах всех фаз интрузии ниже кларка, за исключением рубидия в лейкократовых и цезия в биотитовых гранитах, где оно завышено. Эта особенность пород интрузива обусловила отсутствие собственных минералов названных элементов.

Галлий и германий, как типичные рассеянные элементы, в гранитоидах Актауского интрузива содержатся в заниженном количестве по сравнению с кларками.

Количество ниобия и тантала возрастает от пород ранних фаз интрузии к поздним. В породах более ранних фаз вся масса ниобия и тантала изоморфно входит в состав цветных и акцессорных минералов (сфен,

ильменит и др.), где изоморфно замещает титан. Отсутствие или уменьшение титансодержащих минералов в гранитоидах последних фаз способствовало образованию самостоятельных минералов ниобия и тантала. Возрастание среднего содержания ниобия и тантала от гранитоидов ранних фаз интрузии к поздним и особенно высокое содержание их в жильных образованиях (пегматитах), свидетельствует о концентрации этих элементов в более поздних этапах магматического процесса, особенно в их остаточных продуктах. Различная форма нахождения ниобия и тантала в гранитоидах различных фаз и фаций интрузива объясняется влиянием процесса ассимиляции, а изменение содержания их в возрастающем порядке от ранних фаз к поздним свидетельствует о наличии процесса дифференциации. Более щелочной состав и низкая основность гранитоидов благоприятствовали концентрации в них ниобия и тантала и ограничивали рассеяние этих элементов в породообразующих минералах.

Содержание урана и тория в гранитоидах Актауского интрузива возрастает в ходе эволюции магматического процесса от первой фазы к третьей и наибольшее значение приобретает в жильных образованиях — пегматитах. При этом содержание урана в породах всех фаз в среднем больше кларка, а тория — только в лейкократовых гранитах и жильных образованиях.

Относительная концентрация редких элементов в породах Актауского интрузива, превышающая кларк, с учетом широкого развития их самостоятельных акцессорных минералов, позволяет рассматривать гранитоиды Актау как геохимически (металлогенически) специализированные на Pb, Cu, Zn, Mo, W, Nb, Ta, TR, U, Th и неспециализированные на Li, Rb, Cs, Tl, Ga, Ge, Sn, Be, F. Содержание последних элементов в породах и минералах рассматриваемого интрузива ниже кларкового; они не имеют самостоятельных минералов, что, вероятно, объясняется фаціальными условиями (относительно меньшей глубиной) формирования интрузива или отсутствием первичной металлогенической специализации магмы.

Вопрос о геохимической специализации интрузива на вольфрам аналитическими данными не решен, однако наличие промышленного вольфрамового оруденения, а также присутствие акцессорного шеелита свидетельствуют о существовании такой специализации.

МАССИВЫ ГОР КУЛЬДЖУКТАУ

Горы Кульджуктау расположены в юго-западной части пустыни Кызылкум и относятся к ветвям Южного Тянь-Шаня. Эту связь подтверждают проявления щелочных пород.

Горы Кульджуктау протягиваются на 80 км и состоят из серии мелких асимметричных складок, ориентированных в северо-западном направлении (290—300°); их крылья срезаны разломами типа сбросов и надвигов. К наиболее крупным складчатым структурам района относятся: на западе Тазказганская антиклиналь и Джингилдинская синклиналь, на востоке — Тозбулакская, Башгужумдинская, Шайдаразская антиклинали и Шайдаразская синклиналь. На северо-востоке последняя сменяется Актастинской антиклиналью. Эти структуры, особенно антиклинали и некоторые разломы, контролировали внедрение магмы и образование гранитоидных массивов, часть которых вскрыта эрозией и известна под названием Тозбулакского, Актастинского, Таушанского, Шайдаразского, Аягужумдинского и Кынгыртауского массивов.

В палеозойском разрезе гор участвуют карбонатные (известняки и доломиты) и терригенные породы с линзами известняков и кислых эффузивов нерасчлененного нижнего палеозоя, ордовика, силура, девона и

карбона. Они объединяются в пять свит (по И. П. Герасимову, А. С. Аделунгу, В. М. Железнову, В. С. Владимирскому, Я. Б. Айсанову и др.): а) песчаников и слюдястых сланцев Pz₁; б) мраморизованных известняков O+S (башгужумдинская свита); в) терригенных пород с линзами кислых эффузивов S₂ld; г) известняков и доломитов D₂; д) песчаников, конгломератов и сланцев с прослоями известняков C₁ (таушанская). Весь комплекс этих пород прорван габброидами и гранитоидами.

Магматические породы занимают более 95 км². Они приурочены к ядрам складчатых структур и слагают несколько вытянутых в северо-западном направлении габброидных и гранитоидных массивов, среди которых самый крупный и наиболее эродированный Тозбулакский (55 км²). Наименьшую площадь (0,5 км²) имеет Аякгужумдинский массив.

Магматические породы района по схеме И. Х. Хамрабаева объединяются в три комплекса: 1) вулканогенный S₂—D₁; 2) габброидов C₂; 3) гранитоидов и нефелиновых сиенитов C₃—P₁. Гранитоиды последнего комплекса широко развиты не только в горах Кульджуктау, но и на всей территории Узбекистана. Вулканогенные породы представлены альбитофирами, кварцевыми и дацитовыми порфирами и их туфами (В. С. Владимирский и др.). Они распространены на северных склонах центральной части гор (кол. Шайдараз и гора Кошшашак) и в виде линз приурочены к верхам таушанской свиты терригенных пород (S₂ld). Породы комплекса габброидов представлены кварцевыми габбро, габбро-диоритами, габбро-норитами, трактолитами, перидотитами и др. (М. Ш. Шарафиев, Г. Г. Лихойдов). Они слагают Бельтауский, Шайдаразский и Таушанский массивы, общая площадь около 20 км².

Породы комплекса гранитоидов и нефелиновых сиенитов занимают площадь 75 км² и слагают Тозбулакский, Актастинский, Кынгыртауский и Аякгужумдинский массивы, а также значительную часть Бельтауского, Шайдаразского и Таушанского массивов, прорывая габброиды. Среди пород комплекса выделяются диориты (Тозбулак, Кынгыртау); крупно-равнозернистые (все массивы гор) и порфиридные (большинство массивов и Восточно-Кынгырский шток) биотитовые граниты и гранодиориты; щелочные нефелиновые породы (Тозбулак); мелкозернистые турмалинсодержащие граниты (Аякгужумдинский шток и значительная часть массивов Тозбулак, Шайдараз и Актасты). В такой последовательности формировались массивы верхнего палеозоя Туркестанского и Алайского хребтов Южного Тянь-Шаня, изученные Б. И. Омеляненко, Л. Л. Перчуком, Н. Ф. Шинкаревым, Р. Д. Гаврилиным и др. Описываемый комплекс наиболее полно проявлен в Тозбулакском массиве.

Массивы Восточного Кульджуктау (Шайдараз, Актасты, Аякгужумды, Таушан, Кынгыртау) вскрыты лишь в апикальных частях и являются сателлитами более крупного плутона, который по геофизическим данным располагается на глубине 500—1000 м от современной поверхности.

Геологический возраст массивов гор Кульджуктау определяется условно как посленижнекарбонный — домеловой. Абсолютный возраст гранитоидов (см. гл. II, табл. 2) 265—280 млн. лет, что соответствует верхнему карбону — нижней перми.

О глубине формирования гранитоидов Кульджуктау имеются следующие данные. Они прорывают палеозойские отложения вплоть до нижнекарбонных; обладают равномерными, крупно- и среднезернистыми структурами; имеют широкие ореолы экзоконтактового метаморфизма с развитием кварц-биотитовых и биотит-андалузитовых (хиастолитовых) разностей сланцев; с ними связано повсеместное развитие продуктов высокотемпературных контактово-реакционных и постмагматических

процессов (скарны, грейзены, графитизированные и турмалинизированные породы). Для таких процессов, особенно графитизации, характерны значительные давления и температура 600—700° (И. Х. Хамрабаев, 1958). Следует отметить также резкое преобладание пегматитов над аплитами и содержание связанной воды в гранитах в пределах от 2,1 до 3% (в среднем 2,4%). Все эти данные вместе взятые позволяют считать глубину становления массивов Кульджуктау 2,5—3 км. Ниже приводится характеристика двух наиболее изученных массивов гор Кульджуктау — Тозбулакского и Таушанского.

Тозбулакский массив

Нами проведено детальное петрографическое и минералого-геохимическое исследование сложного Тозбулакского массива (1961—1967 гг.), составлена крупномасштабная геологическая карта массива и среднемасштабная схема гор Кульджуктау с выделением различных типов магматических пород (рис. 39). В Тозбулакском массиве наблюдается наиболее полное проявление гранитоидов, щелочных пород, жильных, контактово-реакционных и постмагматических образований. Среди них обнаружены и описаны нефелиновые сиениты, которые ранее не были известны на территории Узбекистана. Все типы и разновидности пород, кроме биотитовых гранитов, описываются впервые.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТОЗБУЛАКСКОГО МАССИВА

Вмещающие породы массива представлены известняками, доломитами и терригенными породами (с эффузивными) вышеуказанных свит, с преобладанием карбонатных отложений. Породы смяты в крупную антиклинальную структуру с Тозбулакским массивом в ядре, вытянутую в северо-западном (300°) направлении и осложненную серией разломов. Углы залегания северной полосы известняков и доломитов — более крутые (до 90°), а южной и юго-восточной — более пологие (10—15°). Среди разрывных нарушений имеются три крупных разлома, секущих массив, и примыкающие к нему небольшие штоки.

В Тозбулакский массив объединяются крупные выходы в районах ур. Джаманьяр, кол. Тозбулак и Учкудук и горы Кошшашак с общей площадью 55 км². Кроме того, к массиву относится несколько небольших штоков, расположенных в северной части гор между горой Кошшашак и пос. Дженгельды. Массив имеет неглубокий эрозионный срез, на что указывают сильно извилистые контакты, многочисленные апофизы его во вмещающих породах и широкое развитие во всех его частях остатков вмещающих пород.

Массив сложен интрузивными породами среднего, кислого и щелочного рядов, составляющих единый верхнекарбово-нижнепермский комплекс гранитоидов и нефелиновых сиенитов. Возраст гранитоидов и щелочных пород определяется интрузивными контактами с фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего девона и нижнего карбона и данными определения абсолютного возраста¹, составляющего 265—280 млн. лет (верхний карбон — нижняя пермь).

По вещественным и структурно-текстурным особенностям выделены следующие главные типы пород, соответствующие отдельным фазам: 1) диориты (>280 млн. лет, δ_1 C₃—P₁); 2) крупно-равномернозернистые и порфирировидные биотитовые граниты и гранодиориты (270—280 млн. лет,

¹ Выполнено 8 определений методами калий-аргоновым и Е. А. Кузнецова.

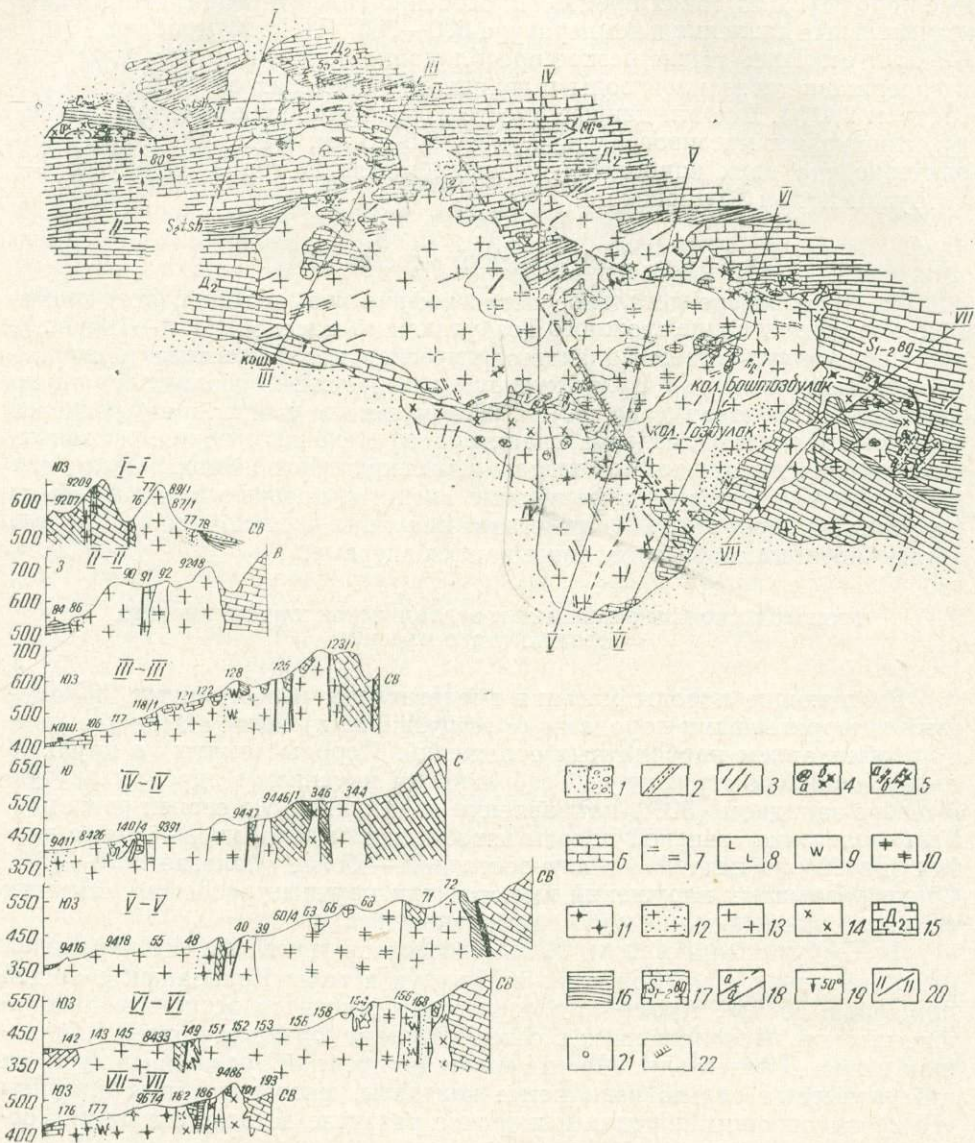


Рис. 39. Геологическая схема Тозбулакского массива (Центральный Кульджуктау). Составил А. К. Каюмов, 1961—1964 гг.

1—мезокайнозойские отложения (а—конгломераты мела, б—песчаники); 2—кварцевые жилы; 3—дайки лампрофиров (спессартитов), кварцевых диорит-порфиров и диорит-порфиров; 4—линзовидные тела гранитных пегматитов, блоковых (а), жильных тел гранитных пегматитов (б); 5—гранит-аплиты (а), гранит-аплиты с пегматитовыми участками (б); 6—скарнированные известняки и скарны; 7—нефелиновые сиениты; 8—гибридные щелочные сиениты; 9—метасоматически преобразованные крупнозернистые граниты (граносиениты); 10—мелкозернистые турмалиносодержащие граниты; 11—порфировидные (крупнозернистые) биотитовые граниты; 12—регенерированные (крупно-, равномернозернистые) биотитовые граниты; 13—биотитовые крупнозернистые (равномернозернистые) граниты и гранодиориты с их гибридными разновидностями; 14—диориты и их гибридные разновидности (кварцевые диориты и сиенито-диориты, тоналиты, гранодиориты); 15—мраморизованные известняки и доломиты среднего девона; 16—сланцы, песчаники, гравелисты и конгломераты с прослоями известняков и эффузивных пород (таушанская свита); 17—белые, серые мраморы, мраморизованные известняки и доломиты (башгужумдинская свита); 18—разрывные нарушения (а—на геологической карте, б—в геологических разрезах); 19—элементы залегания палеозойских толщ; 20—линии геологических разрезов; 21—номер и место взятия образцов (в геологических разрезах); 22—разработанные карьеры месторождения кварца.

γ_2 , C_3 — P_1); 3) нефелиновые сиениты (265 млн. лет, e_3 , P_1) и 4) мелкозернистые турмалинсодержащие граниты (265 млн. лет, γ_4 — P_1).

Диориты — наиболее древние интрузивные породы с общей площадью 4 км² (7%), образуют в север-северо-восточной и юго-западной краевых частях массива штоки, вытянутые в виде двух прерывистых полос в северо-западном направлении. Около этих полос в крупнозернистых биотитовых гранитах и, очень редко, в щелочных породах, а также в порфиридных гранитах содержатся многочисленные ксенолиты диоритов различных размеров.

Однообразные крупнозернистые (равномернозернистые) биотитовые граниты и гранодиориты составляют почти 70% (40 км²) площади массива. Они прорывают вмещающие породы и диориты, причем поверхность их контакта полого погружается под последние. Порфиридные биотитовые граниты составляют самостоятельные штоки или отдельные участки общей площадью выхода 2,5 км² (4,5%) среди карбонатных толщ, диоритов и крупнозернистых гранитов в южной и восточной частях массива. Контакты их с диоритами и вмещающими толщами всюду резкие (интрузивные), а с крупнозернистыми гранитами — расплывчатые, поэтому они объединены в одну интрузивную фазу с крупнозернистыми биотитовыми гранитами.

Щелочные породы (нефелиновые сиениты) в виде небольших (размером до 450 × 200 м) штоко-дайкообразных тел (эллипсоидальной формы) распространены в южной и юго-восточной частях массива. Их выходы составляют около 1,5 км² (2,5%). Все тела щелочных пород вытянуты в северо-восточном, почти широтном (70—80°) направлении. Главная часть сравнительно крупных тел состоит из нефелиновых сиенитов (фойяитов) с небольшим развитием щелочных биотитовых сиенитов в эндоконтактовом ореоле; здесь же, среди среднезернистых обычных нефелиновых сиенитов встречаются небольшие полосы меланократовых (тонкозернистых) и лейкократовых (альбитизированных среднезернистых) разновидностей; эти полосы вытянуты согласно удлинению тел.

В северной и восток-северо-восточной частях Тозбулакского массива встречаются отдельные эллипсоидальные зоны фенитизированных гранитоидов (северо-восточного простирания) — экзоконтактовые ореолы еще не вскрытых эрозией тел нефелиновых сиенитов. Они приурочены к зонам нарушений. Контакты щелочных пород с известняками, диоритами и биотитовыми гранитами отчетливые, интрузивные. В свою очередь, щелочные породы и связанные с ними фенитизированные гранитоиды прорваны мелкозернистыми гранитами.

Мелкозернистые граниты прорывают все вышеописанные породы и образуют мелкие штоки в основном в центральных и реже в краевых частях массива общей площадью выходов 7,5 км² (14%). Они резко отличаются от биотитовых гранитов по составу, структурно-текстурным особенностям и форме отдельности.

Кроме вышеуказанных главных типов пород в строении массива принимают участие жильные образования: гранит-аплиты и пегматиты, нефелиновые сиенит-пегматиты и щелочные аплиты, кварцевые диорит-порфириды, диорит-порфириды и спессартиты. Кислые жильные породы тесно связаны с гранитоидами, щелочные — с нефелиновыми сиенитами. Меланократовые жильные породы — самые молодые образования.

Среди пород массива широко развиты различные типы контактово-реакционных и постмагматических пород: 1) гранитизированные диориты (кварцевые сиенито-диориты и диориты, тоналиты, гранодиориты) и гибридные биотитовые граниты; 2) фенитизированные гранитоиды и диориты (граносиениты, сиениты) и щелочные биотитовые сиениты; 3) скарнированные известняки (с жилами офикальцита); 4) грейзенизи-

Петрографическая характеристика

Породы и фазы	Макроскопическая характеристика пород	Текстура и структура	Минеральный состав			
			Главный минерал, %			
			калиевый полевой шпат	кварц	плагиоклаз	нефелин
Диориты	Темно-серые с зеленоватым оттенком	Массивные, равномернозернистые, диабазовые	0—5 Микроклин-пертит	1—10	51—71 Андезин, андезин-лабрадор (№33—55)	—
Крупнозернистые биотитовые граниты и гранодиориты	Светлые (серые, розовые, красные)	Массивные, равномернозернистые гипидиоморфнозернистые	20—50 Микроклин-пертит	20—35	18—41 Олигоклаз, альбит-олигоклаз (№22—33)	—
Порфирировидные биотитовые граниты	Светло-серые, реже розовые и красные	Массивные, порфирировидные (основная масса — мелкозернистая)	30—35 Микроклин-пертит	31—33	30—31 Олигоклаз, альбит-олигоклаз (№24—26,10)	—
Нефелиновые сиениты	Светло-зеленовато-серые, мезократовые	Массивные, трахитоидные, равномернозернистые (средние, реже мелко- и тонкозернистые) гранитоидные	55—60 Микроклин-пертит	—	Альбит (№5—25—30,10) при альбитизации	—
Мелкозернистые граниты	Густо-серые	Массивные, мелко-неравномернозернистые, слабопорфирировидные, гипидиоморфно-пойкилитовые	29—34 Микроклин-пертит	28—33	26—35 Альбит-олигоклаз, олигоклаз (№15—23)	—

рованные, графитизированные и «почерневшие» биотитовые граниты; 5) альбитизированные и канкринитизированные щелочные породы; 6) турмалинизированные и мусковитизированные мелкозернистые граниты; 7) кварцевые жилы.

магматических пород

Минеральный состав					Примечание
Главный минерал, %		акцессорные	вторичные		
амфибол	слюда				
18—35 Обыкновенный, обм. (f=45)	2—12 Пироксен-лепидомелан (f=45)	Ильменит, сфен, апатит, реже циркон; ед. зн. пирита, халькопирита, флюорита	Серицит, хлорит, эпидот, кальцит, лейкоксен, биотит II, микроклин II, кварц II, гастингсит	Структура отличается от гранитной тем, что плагиоклаз более идиоморфен, чем цветные минералы. Среди диоритов есть гранитизированные и фенитизированные разновидности	
0—5 Обыкновенный, обм. (f=45)	2—8 (иногда до 15) Лепидомелан-аннит (f=80)	Циркон, апатит монацит, ксенотим, торит, ортит; в гибридных: сфен, ильменит	Серицит, мусковит, хлорит, каолинит, эпидот, кальцит, гастингсит, микроклин II, альбит, циркон II	Больше распространены нормальные биотитовые граниты, но среди них есть гибридные (лейкократовые) и фенитизированные (граносиениты) разновидности	
—	4—5 Лепидомелан-аннит (f=80)	Циркон, апатит, торит, ортит, ксенотим, галенит, флюорит, пирит, халькопирит; в гибридных: сфен, ильменит	Серицит-хлорит, эпидот, мусковит, магнетит, каолинит, гастингсит, микроклин II, альбит, циркон II	Фенокристаллы (до 70%): микроклин-пертит, реже кварц и плагиоклаз. Основная масса: плагиоклаз (преобладает), микроклин, кварц, биотит: они заполняют промежутки между фенокристаллами или образуют пойкилокристаллы в них	
5—8 Феррогастингсит (f=90) с эгирин-авгитом	—	Магнетит (1—2%), апатит, циркон	Биотит (лепидомелан, 0,0—5,9), канкринит (0—8,7%), корунд, кальцит	Свежие, но среди них есть измененные разновидности. Нефелин идиоморфен по отношению к другим минералам	
—	5—9 Пироксен-лепидомелан (f=45) с мусковитом (1,7%)	Турмалин (0—11,2%) апатит, циркон, флюорит, монацит, касситерит	Серицит, хлорит, эпидот, каолинит, кальцит, магнетит	Больше распространены нормальные граниты, реже адамеллит (Мк—29%, Кв—23%, Пл—37%, Би—11%). Мелкие зерна микроклина, кварца, плагиоклаза и биотита образуют пойкилитовые включения в крупных монакристаллах микроклина, плагиоклаза и кварца и заполняют промежутки между ними	

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД МАССИВА

Породы Тозбулакского массива отличаются большим разнообразием типов и разновидностей. Одни из них образовались в магматический этап (табл. 46), другие — при контактово-реакционных взаимоотноше-

ниях с вмещающими породами, третьи — на поздних этапах проявления метасоматоза.

КОНТАКТОВО-РЕАКЦИОННЫЕ ПОРОДЫ

Магматические расплавы различного состава (особенно расплавы биотитовых гранитов и щелочных пород) довольно активно взаимодействовали с окружающей средой, что привело к возникновению вдоль гранитоидных (II фаза) и щелочных интрузий контактово-реакционных зон и образованию новых типов пород.

Контактово-реакционные породы (эндо- и экзоконтактовых зон) биотитовых гранитов. Биотитовые граниты контактируют с диоритами и осадочными толщами. В их контактовых зонах образовались гибридные граниты (эндоконтакт), гранитизированные диориты и скарнированные известняки (экзоконтакт). Гранитизированные диориты в начальной стадии контактового процесса с увеличением новообразования кварца и биотита преобразованы в породы, близкие по составу к кварцевым диоритам и тоналитам, а в последующем — с увеличением новообразований микроклина, кварца и биотита, — в породы, близкие к кварцевым диоритам и гранодиоритам с порфиробластами микроклина.

Гибридные биотитовые граниты — эндоконтактовые кислые породы, нередко ассоциирующие с гранитизированными диоритами, с многочисленными ксенолитами диоритов.

Скарнированные известняки встречаются в экзоконтактах биотитовых гранитов (II фаза) с известняками в северо-восточной части массива. Они прорваны гранит-аплитами, щелочными породами, мелкозернистыми гранитами и меланократовыми жильными породами. Состоят из гроссуляра и кальцита с небольшой примесью пироксена (геденбергит-диопсидового ряда). Гроссуляр и пироксен развиваются по микрослоистости известняков.

Контактово-реакционные породы (эндо- и экзоконтактовых зон) щелочных пород. При взаимодействии щелочного расплава с вмещающими породами происходило изменение состава как вмещающих пород, так и внедрившегося расплава. В контактовых зонах щелочных пород с гранитоидами и диоритами (ксенолитами) ранних фаз интрузий находятся фенитизированные породы (экзоконтакт), щелочные биотитовые сиениты и меланократовые нефелиновые сиениты (эндоконтакт).

Фенитизированные гранитоиды в виде непрерывного ореола встречаются вокруг тел нефелиновых сиенитов и ксенолитов в них. Прерывистые зоны фенитизированных гранитоидов, являющиеся самым верхним экзоконтактовым ореолом еще не вскрытых эрозией тел щелочных пород, встречаются в значительном удалении от их современных выходов.

В ранней стадии процесса фенитизации в гранитоидах вокруг пластинок измененного биотита появились мелкие скопления неправильных зерен щелочного амфибола (гастингсита), который интенсивно корродирует и другие минералы. В средней и конечной стадиях появляются отдельные зерна или скопления решетчатого микроклина, корродирующего плагиоклаз.

Фенитизированные породы сохраняют внешний структурно-текстурный облик вмещающих пород, хотя они несколько темнеют за счет обильного развития амфибола. Эти породы по составу близки к кварцевым сиенитам и граносиенитам (наблюдаются все переходы от неизмененных гранитоидов до существенно фенитизированных разновидностей); они представляют собой разномасштабные массивные бледно-розовые, розовато-серые породы. Их главными минералами являются плагиоклаз, микро-

клин, кварц, биотит, по которым развиваются поздние минералы — гас-тингсит, циркон, микроклин, альбит, сфен (ксенолиты диоритов также превращены в сиениты с повышенным содержанием апатита, сфена и титаномагнетита).

Щелочные биотитовые сиениты, возникшие в контакте с биотитовыми гранитами — эндоконтактовые мелкозернистые лейкократовые или меланократовые (с кучным распределением цветных минералов) розовые породы с трахитоидной текстурой, состоящие из микроклина, альбита, кальцита, циркона, биотита и ксенокристаллов минералов гранитоидов; характерной примесью их является корунд.

Тонкозернистые нефелиновые сиениты, образовавшиеся в контакте и вокруг ксенолитов, диоритов и известняков, — существенно амфиболовые меланократовые породы (амфибол с пироксеном 12—13%, нефелин — 30%) со значительным содержанием апатита и сфена; на общем тонкозернистом их фоне выделяются редкие крупные идиоморфные кристаллы нефелина и микроклина, обуславливая их слабую порфировидность.

Постмагматические породы. Автометасоматические преобразования гранитоидов и щелочных пород происходили под влиянием остаточных межпоровых растворов в небольших масштабах. В гранитоидах и диоритах автометасоматоз выражается в образовании псевдоморфоз мусковита, хлорита, магнетита, эпидота, кальцита по плагиоклазу; альбита (пертит), каолинита, турмалина по микроклину, канкринита по нефелину и биотита по амфиболу. Обыкновенная роговая обманка диоритов и лампрофиров всегда очень свежая.

Канкринитизация в щелочных породах приводит к образованию нефелин-канкринитовых сиенитов. Канкринит, содержание которого достигает 9%, в виде бесформенных выделений с причудливыми очертаниями развивается не только по нефелину, но и по щелочным полевым шпатам или заполняет микротрещины в минералах.

Турмалинизация — характерный процесс для мелкозернистых гранитов, в результате чего образуются турмалинизированные разновидности. Турмалин образует бесформенные выделения и замещает не только микроклин, но и другие минералы.

Постмагматические метасоматические процессы, развитые в гранитоидах и нефелиновых сиенитах, а также и в контактово-реакционных породах, распространены несколько шире и происходили после формирования пород массива в связи с неоднократным проникновением растворов вдоль тектонически ослабленных зон. Эти процессы представлены грейзенизацией, графитизацией, «почернением» и альбитизацией.

Грейзенизация, графитизация и «почернение» проявились главным образом в биотитовых гранитах (II фаза).

При грейзенизации произошло замещение полевых шпатов и биотита кварцем и мусковитом; биотитовые граниты приобрели неоднородное строение и лейкократовый облик. Грейзенизированные биотитовые граниты состоят в основном из кварца и мусковита с реликтами плагиоклаза и микроклина. Аксессуарные минералы в них отсутствуют.

При графитизации биотитовых гранитов графит отлагался по микротрещинам минералов или на месте растворившегося биотита. «Почернение» также наблюдается по мелким трещинкам гранитов. Этому процессу подвергаются только полевые шпаты. «Почерневшие» породы содержат 0,004—1,25% органического вещества.

Альбитизации подвергаются как гранитоиды, так и нефелиновые сиениты, особенно их среднезернистые разновидности. Альбит развивается по микроклину и параллельно амфиболу замещается биотитом. Порода приобретает лейкократовый характер. Лейкократовые нефелиновые сиени-

ты — альбитизированные и биотитизированные — зеленовато-серые породы с небольшим содержанием нефелина и цветных минералов.

В гидротермальную послемагматическую стадию образовались жилы молочно-белого, розового и дымчато-серого кварца. Они заполняют трещины, пересекающие магматические и осадочные породы.

Жильные породы. С гранитоидами тесно связаны гранит-аплиты и гранит-пегматиты (от аляскитов до существенно микроклиновых и нормальных гранитов). Они слагают жилообразные и линзообразные тела вблизи контакта с диоритами и вмещающими толщами. Структура этих пород аплитовая, графическая, текстура блоковая. С нефелиновыми сиенитами пространственно связаны жилы и линзы нефелиновых сиенито-пегматитов сходного с ними состава и жилы щелочных аплитов с существенным содержанием микроклин-пертита. Жильные породы мелкозернистых гранитов представлены гранит-аплитами и пегматитами (нормальные граниты), распространенными в виде маломощных даек в эндоконтактах. Характерным признаком мелкозернистых гранитов и их жильных пород является широкое развитие в них процессов турмалинизации и мусковитизации, что отличает их от биотитовых гранитов II фазы.

Меланократовые жильные породы (дайки второго этапа) — кварцевые диорит-порфиры, диорит-порфиры и спессартиты образуют дайки мощностью от нескольких сантиметров до 15 м, длиной до 800 м (иногда до 3 км). Порфиры — темно-серые породы с обильными фенокристаллами плагиоклаза, амфибола, реже кварца, микроклина и биотита с мелкозернистой или тонкозернистой основной массой. Состоят из табличек плагиоклаза и амфибола, реже кварца, биотита и микроклина; из аксессуарных минералов присутствуют апатит, циркон, сфен, ильменит, пирит; вторичные — гематит, магнетит, серицит, карбонат, эпидот, цоизит, хлорит, мусковит и актинолит. Структура пород — порфировая с призматически зернистой основной массой.

Спессартиты — породы более основного состава, с почти равнозернистой структурой по сравнению с порфиритами. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз и роговая обманка в равных количествах с незначительной примесью кварца; аксессуарные — апатит, сфен, ильменит и циркон; вторичные — карбонат, эпидот, хлорит, серицит. Структура слабопорфировая с афанитовой или призматически зернистой основной массой.

ПОРОДОБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Кислые и средние породы состоят из плагиоклаза, микроклина, кварца, биотита и обыкновенной роговой обманки, щелочные — микроклин-пертита, нефелина, щелочного амфибола и пироксена. (табл. 47).

К а л и е в ы е п о л е в ы е ш п а т ы представлены решетчатым, реже нерешетчатым микроклин-пертитом, и составляют основную часть интрузивных и жильных пород, кроме диоритов. Микроклин ранних гранитоидов (и их жильных дериватов) обладает различной окраской (серой, красной), щелочных пород и мелкозернистых гранитов — только серой. В порфировидных, мелкозернистых и кварцевых диорит-порфиритах микроклин образует интрателлурические фенокристаллы, а в гранитизированных диоритах и фенитах — метасоматические порфиробласты.

Плагиоклазы образуют ряд от альбит-олигоклаза в гранит-аплитах и мелкозернистых гранитах до андезина и андезин-лабрадора в диоритах. Они отсутствуют в нефелиновых сиенитах, за исключением незначительного количества альбита (№ 5—10), развивающегося по микроклину в виде пертитов распада и замещения. Плагиоклазы образуют фено-

кристаллы в порфиридных и мелкозернистых гранитах и порфиритах (их состав более основной, чем плагиоклаз основной массы).

К в а р ц — главный минерал кислых пород. Его содержание резко уменьшается в фенитизированных и гранитизированных породах по сравнению с неизмененными. В виде фенокристаллов кварц встречается в порфиридных и мелкозернистых гранитах и кварцевых диорит-порфиритах.

Н е ф е л и н — один из главных минералов неизмененных нефелиновых сиенитов и их жильных дериватов. Он образует идиоморфные короткопризматические кристаллы с зеленоватой окраской ($c:Ng=0^\circ$, $N_0=1,534$; $Ne=1,531$, $N_0-Ne=0,003$; одноосный, отрицательный). В измененных нефелиновых сиенитах и щелочных сиенитах содержание нефелина резко уменьшается и он замещается альбитом и канкринитом.

Б и о т и т — главный и часто единственный цветной минерал гранитоидов. Представлен пироксен-лепидомеланом (магнезиально-железистый; бурый, $Ng=1,634-1,647$) в диоритах и мелкозернистых гранитах и лепидомелан-антитом (железистый с высоким содержанием окиси титана; бурый, $Ng=1,678-1,686$) в крупнозернистых и порфиридных гранитах. Существуют два генетических типа биотита: магматический (биотит кислых и средних неизмененных пород) и вторичный (зеленый биотит — лепидомелан измененных и контактовых щелочных пород, $Ng=1,662$, Ng — густозеленый, Np — зеленовато-желтый и бурый биотит гранитизированных диоритов).

О б ы к н о в е н н а я р о г о в а я о б м а н к а — главный цветной минерал диоритов и меланократовых жильных пород ($c:Ng=12-20^\circ$, $Ng=1,666-1,676$, $Np=1,650-1,558$, $Ng-Np=0,016-0,020$; бурый). Феррогастингсит — ($c:Ng=21^\circ$, синевато-зеленый, $Ng=1,712$, $Np=1,701$, $Ng-Np=0,006-0,023$) и эгирин-авгит — неизмененных нефелиновых сиенитов. Железистость обыкновенной роговой обманки средняя ($f=45$), щелочного амфибола очень высокая ($f=90$). При альбитизации и канкринитизации нефелиновых сиенитов щелочной амфибол полностью переходит в зеленый биотит в связи с привнесом калия. Амфибол фенитизированных гранитоидов относится к амфиболам щелочного ряда — гастингситу ($c:Ng=21^\circ$; густозеленый).

А к ц е с с о р н ы е м и н е р а л ы. В породах Тозбулака установлено более 20 аксессуарных минералов (табл. 48). Состав аксессуарных и их количественное соотношение во времени и пространстве тесно связано с петрохимическим составом пород, т. е. каждому типу пород присуща определенная ассоциация аксессуарных минералов: а) в диоритах и их гранитизированных разностях, которым свойственны высокая известковистость, титанистость, магнезиальность, распространены апатит, сфен, ильменит, реже циркон (количество его резко повышается в гранитизированных диоритах); б) в крупнозернистых и порфиридных гранитах и их жильных фациях — циркон, апатит, монацит, ксенотим, торит, ортит (в гибридных также сфен, ильменит); в) в щелочных породах и их жильных дериватах, а также краевых фациях — магнетит, апатит, циркон и корунд (в фенитизированных гранитах и диоритах — также циркон в повышенных количествах, до 1111 г/т, апатит, сфен и ильменит); г) в мелкозернистых гранитах и их жильных дериватах — турмалин, апатит, циркон, флюорит, касситерит, галенит. Наиболее обычными и распространенными для диоритов являются ильменит, апатит, сфен, для кислых пород — циркон, апатит, монацит, ортит и турмалин, для щелочных — магнетит и апатит. Разнообразный вид имеет ассоциация аксессуарных минералов в биотитовых гранитах (II фаза).

Химический состав некоторых породообразующих минералов горных пород Тозбулакского массива, вес. %

Горная порода, из которой отобран анализируемый минерал	Минерал (номер образца)	Окислы														Железистость биотитов и амфиболов, по В. С. Соболеву (1950)		
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	B ₂ O ₃	N ₂ O	п.п.п.	Сумма	показатель преломления, Ng	Формула Fe-Mg (молек. %)
Диорит	Обыкновенная роговая обманка (271)	47,94	1,36	5,92	2,36	15,99	0,4	10,94	12,40	0,19	0,35	0,17			1,18	99,24	45,50	46
Биотитовый гранит крупно-равномернозернистый	Биотит (8600)	24,36	2,40	12,41	10,27	22,13	0,41	4,99	4,20	0,18	4,57			0,25	2,31	99,55	76—80	75
	Биотит (8441/1)	31,80	3,43	7,57	14,90	20,23	0,32	7,24	5,90	0,20	4,94			0,40	1,59	99,93	75—80	68
	Биотит (354)	34,36	2,72	17,70	5,29	24,34	0,55	6,88	3,20	0,11	4,34	0,23			0,14	99,86	75—80	68
Биотитовый гранит грейзенизированный	Мусковит (88/2)	45,80	—	36,13	2,55	0,72	0,11	1,71	0,60	0,40	9,19	0,21			3,88	100,80		
Порфиroidный биотитовый гранит	Биотит (273)	37,28	3,74	16,00	4,92	19,88	0,38	7,45	3,00	0,16	4,87	0,49			1,78	99,95	75—78	62
Нефелиновый снетт	Щелочной амфибл (33)	39,12	0,77	8,63	15,23	19,08	1,00	0,87	9,20	2,79	2,00			0,34		100,09	85—90	94
	Нефелин (32)	45,04	0,00	33,40	0,60		0,00	0,37	1,60	12,09	5,27			1,48		99,85		
Мелкозернистый гранит	Биотит (60/4)	33,34	3,00	22,04	12,34	6,45	0,28	13,84	5,20	0,10	2,98	0,68			0,00	100,25	35—45	33

Гранит-аплит-пегматит (в биот. гранитах)	Спессартин (149/5, гранит)	37,60	0,23	27,99	16,25	6,84	3,55	5,44	1,50	0,07	0,15	0,19			0,00	99,81		
Гранит-аплит-пегматит (в мелкозернистых гранитах)	Турмалин (9423/8)	36,30	0,36	31,99	13,49	0,80	He обн,	2,62	2,50	0,20	0,43	0,07	10,88	0,77	0,00	99,71		
Кварцевый диорит-порфирит	Плагиоклаз (63)	59,92	0,00	26,32	0,48		0,00	0,27	3,60	6,26	2,36			0,66		99,87		
Скарн	Гроссуляр (238, гранат)	39,02	0,77	16,57	2,01	2,88	0,05	1,48	35,70	1,06	0,05			0,20		99,80		

Кристаллохимические формулы минералов

Обр. 271 — Обыкновенная роговая обманка: $(Ca_{2,62}Na_{0,06}K_{0,07})_{2,75}(Mg_{2,46}Fe_{2,01}^{2+}Fe_{0,27}^{3+}Al_{0,30}Ti_{0,15}Mn_{0,06})_{5,25}[(Si_{7,25}Al_{0,75})_{8,00}O_{22,00}](OH,O)_{2,00}$

Обр. 8600 — Биотит (аннит-лепидомелан): $(K_{0,48}Na_{0,03}Ca_{0,36})_{0,87}(Mg_{0,61}Fe_{1,51}^{2+}Fe_{0,63}^{3+}Ti_{0,14}Al_{0,10}Mn_{0,03})_{2,92}[(Si_{2,82}Al_{1,18})_{4,00}O_{10,0}](OH_{1,11}O_{0,89})_{2,00}$

Обр. 8441/1 — Биотит (аннит-лепидомелан): $(K_{0,54}Na_{0,03}Ca_{0,55})_{1,12}(Mg_{0,94}Fe_{1,47}^{2+}Fe_{0,97}^{3+}Ti_{0,22}Al_{0,00}Mn_{0,02})_{3,62}[(Si_{2,77}Al_{0,78})_{3,55}O_{10,0}] \times (OH_{1,77}O_{0,23})_{2,00}$

Обр. 454 — Биотит (аннит-лепидомелан): $(K_{0,43}Na_{0,01}Ca_{0,27})_{0,71}(Mg_{0,80}Fe_{1,57}^{2+}Fe_{0,31}^{3+}Ti_{0,18}Al_{0,31}Mn_{0,03})_{3,19}[(Si_{2,68}Al_{1,32})_{4,00}O_{10,0}](OH, H)_{2,00}$

Обр. 88/2 — Мусковит: $(K_{0,83}Na_{0,05}Ca_{0,04})_{0,92}(Mg_{0,18}Fe_{0,14}^{2+}Fe_{0,04}^{3+}Al_{2,29}Mn_{0,00})_{2,65}[(Si_{3,26}Al_{0,74})_{4,00}O_{10,0}](OH, O)_{2,00}$

Обр. 273 — Биотит (аннит-лепидомелан): $(K_{0,50}Na_{0,02}Ca_{0,26})_{0,78}(Mg_{0,89}Fe_{1,34}^{2+}Fe_{0,29}^{3+}Ti_{0,23}Al_{0,51}Mn_{0,02})_{3,28}[(Si_{3,01}Al_{0,99})_{4,00}O_{10,0}](OH, O)_{2,00}$

Обр. 32 — Щелочной амфибол феррогастингсит: $(\text{Na}_{1,8}\text{K}_{0,8})_{2,6}\text{Ca}_{3,2}(\text{Fe}_{5,2}^{2+}\text{Mn}_{0,28}\text{Mg}_{0,41}\text{Ti}_{0,19})_{6,07}\text{Fe}_{4,00}^{+3}[(\text{OH}_4(\text{Al}_{3,3})\text{Si}_{13}\text{OH}_{44})]$.

Обр. 32 — Нефелин: $\text{K}_{0,62}(\text{Na}_{2,2}\text{Ca}_{0,16})_{2,36}[(\text{Al}_{3,6}\text{Fe}_{0,04}^{+3}\text{Mg}_{0,04})_{3,68}\text{Si}_{4,1}\text{O}_{16}]_{0,9}\text{H}_2\text{O}$.

Обр. 60/4 — Биотит (флогопит-лепидомелан): $(\text{K}_{0,29}\text{Na}_{0,01}\text{Ca}_{0,42})_{0,72}(\text{Mg}_{1,56}\text{Fe}_{0,41}^{+2}\text{Fe}_{0,70}^{+3}\text{Ti}_{0,17}\text{Al}_{0,50}\text{Mn}_{0,02})_{3,36}[(\text{Si}\text{Al}_{1,47})_{4,0}\text{O}_{10,0}](\text{OH}, \text{O})_{2,0}$.

Обр. 149/5 — Гранат (спессартин): $(\text{K}_{0,14}\text{Na}_{0,01}\text{Ca}_{0,11})_{0,26}(\text{Mg}_{0,59}\text{Mn}_{0,22}\text{Fe}_{0,90}^{+3}\text{Fe}_{0,41}^{+2}\text{Ti}_{0,01})_{2,13}(\text{Si}_{2,77}\text{Al}_{2,43})_{5,20}\text{O}_{12,00}$.

Обр. 9423/8 — Турмалин (шерл): $(\text{K}_{0,06}\text{Na}_{0,04}\text{Ca}_{0,28})_{0,38}(\text{Mg}_{0,40}\text{Al}_2\text{Fe}_{0,07}^{+2}\text{Fe}_{1,06}^{+3}\text{Ti}_{0,02}\text{P}_{0,01})_{4,30}(\text{B}_{1,97}\text{Al}_{1,03})_{3,0}\text{Si}_{3,75}(\text{O}_{30,44}\text{OH}_{0,56})_{31,3}$.

Обр. 63 — Плагноклаз (олигоклаз): $(\text{Na}_{0,54}\text{K}_{0,13}\text{Ca}_{0,17})_{0,84}(\text{Al}_{1,37}\text{Si}_{2,66})_{4,03}\text{O}_3$.

Обр. 238 — Гранат (гроссуляр): $(\text{Ca}_{2,98}\text{Fe}_{0,19}^{+2}\text{Mg}_{0,17}\text{Mn}_{0,0})_{7,34}(\text{Al}_{1,52}\text{Fe}_{0,11}^{+3})_{1,67}(\text{Si}_{3,04}\text{Ti}_{0,04}\text{Al}_{0,0})_{3,08}\text{O}_8$.

Примечание. Анализы выполнены в хим. лаборатории ИГиГ АН УзССР. Аналитики Е. Ф. Касьянова, Н. Куракина и др.
(1962—1966 гг.)

Среднее содержание аксессуарных минералов в породах Тозбулакского массива (г/т)

Минерал	Диориты (I)		Крупнозернистые граниты (II)			Порфиroidные граниты (II)		Фени- тизи- ро- ван- ные гран- ито- иды	Щелочные породы (III)		Мелко- зерни- стые гран- иты (IV)	Гранит-аплиты и пегматиты		Гранит-аплит мелко-зернистых гранитов	Диорит-порфирит, спессартин
	неизмененные	гранитизированные	неизмененные	гибридные	грейзенизированные	неизмененные	гибридные		нефелино- вый сиенит	щелочной биотитов- сиенит		неизмененные	измененные		
Магнетит	0,8	Ед. з.	—	0,6	—	—	—	++	12101	13,7	—	—	—	—	—
Ильменит	4006,3	800,8	—	81,2	—	—	2,3	—	—	—	—	—	—	—	—
Сфен	125,6	9,2	—	—	—	—	90,6	+	—	—	—	—	—	—	—
Лейкоксен	Ед. з.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	387,2	292,0	15,4	43,1	1,7	3,2	20,3	++	45,5	Ед. з.	44,3	8,1	8,5	+	144,1
Пирит	Ед. з.	Ед. з.	Ед. з.	—	—	Ед. з.	Ед. з.	—	Ед. з.	—	—	0,1	—	—	25,3
Халькопирит	Ед. з.	—	—	—	Ед. з.	—	Ед. з.	—	Ед. з.	—	—	Ед. з.	—	—	—
Циркон	82,3	441,0	33,1	192,2	0,7	64,2	41,6	566,0	Ед. з.	Ед. з.	4,1	0,9	ч. з.	+	1,7
Монацит	—	—	20,8	15,8	0,3	—	—	—	—	—	Ед. з.	1,3	—	ч. з.	—
Ксенотим	—	—	4,8	—	—	Ед. з.	—	—	Ед. з.	—	—	—	—	—	—
Торит	—	—	16,7	7,1	—	1,0	49,0	—	—	—	—	1,5	—	—	—
Ортит	—	1,0	18,8	53,8	1,0	3,4	—	+	—	—	—	0,1	—	—	—
Рутил	—	—	—	—	Ед. з.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Касситерит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9	—	0,7	—	—
Турмалин	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	554,1	Ед. з.	—	13439,8	—
Спессартин	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14208,8	—	—
Флюорит	Ед. з.	—	0,1	ч. з.	—	0,4	0,2	—	—	—	25,0	—	0,7	ч. з.	—
Галенит	—	—	—	—	—	—	ч. з.	—	—	—	—	Ед. з.	—	—	—
Гематит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+
Корунд	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	144,1	—	—	—	—	—

Обобщение более 60 химанализов, произведенных впервые из образцов интрузивных, жильных контактово-реакционных, автometасоматически и постмагматически измененных пород массива, показывает петрохимическую близость пород комплекса гранитоидов и щелочных пород (табл. 49).

Диориты близки к среднему типу с небольшим отличием (большей известковистостью и меланократовостью, меньшей величиной общего кремнезема и алюмосиликатов щелочей). Крупнозернистые и порфирировидные биотитовые граниты — нормальные или слабопересыщенные глиноземом породы, отличающиеся от среднего типа высоким содержанием кремнезема ($Q = +34,4$), низким — щелочей.

Нефелиновые сиениты, относящиеся к классу насыщенных кремнеземом щелочных лейкократовых пород ($Q \leq -15$), сосредоточены в поле между нефелиновыми и щелочными сиенитами. Они отличаются от средних типов фойяитов и нефелиновых сиенитов более высоким содержанием окиси кальция, высоким значением железистости, магниальности, свободного кварца, меньшим — алюмосиликатов щелочей. Мелкозернистые граниты характеризуются пониженными величинами алюмосиликатов щелочей, кремнезема, железистости и повышенными — цветных силикатов, а также избытком глинозема, и относятся ко 2 классу пересыщенных кремнеземом и бедных щелочами пород.

Главные петрохимические особенности изученных пород выражаются в следующем: а) все типы пород характеризуются пониженным содержанием суммарного количества натрия и калия и повышенным (кроме диоритов и мелкозернистых гранитов) кремнезема по сравнению со средними типами; б) средние и щелочные породы (диориты, меланократовые жильные породы и нефелиновые сиениты) имеют натриевый характер ($n \geq 50$), все кислые гранитоиды (с жильной фацией) — калиевый ($n < 50$); в) породы массива имеют более высокое содержание окиси кальция (высокое значение «с») по сравнению со средними типами; г) крупнозернистые биотитовые граниты характеризуются низким содержанием глинозема, щелочные породы и мелкозернистые граниты — высоким; д) общая железистость во всех породах, кроме порфирировидных мелкозернистых гранитов и гранит-аплитов, ближе к средним типам и есть тенденция к увеличению ее от диоритов к гранитам и щелочным породам (железистость порфирировидных и мелкозернистых гранитов ниже, чем крупнозернистых); коэффициент окисленности железа (F) в диоритах и щелочных породах (в последних $F > 1$) выше, чем в средних типах.

Таким образом, кремнезем, алюминий, железо, натрий, калий, кальций и магний определяли основные черты химизма магмы. При незначительном изменении содержания главных петрогенных элементов некоторые из них приобретают ведущее значение на определенных этапах развития магматизма. Так, кальций с железом и магнием играли существенную роль в первую интрузивную фазу; кремний и калий — во вторую и четвертую фазы, натрий, железо, алюминий — в интрузии щелочных пород.

ПОВЕДЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ МАССИВА

Микроэлементы имеют важное значение для познания эволюции магматизма. В породах и минералах комплекса гранитоидов и щелочных пород были обнаружены: Li, Rb, Cs, Be, Ba, Sr, Ga, Ge, Tl, B, F, P, Ti, V, Cr, Co, Ni, TR, Y, Sc, Zr, Hf, U, Th, Nb, Ta, Cu, Zn, Pb, Sn, Mo, W, Ag, Hg, As, Sb, Bi (табл. 50).

Средний химический состав интрузивных пород и их жильных образований Тозбулакского массива, %

	Порода	Окислы															
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	п. п. п.	Сумма
Интрузивные	Диорит (5)	53,13	1,35	17,71	1,61	6,46	0,10	5,07	8,29	2,80	1,16	Сл.	0,14	0,05	0,30	1,29	99,46
	Равномернозернистый биотитовый гранит, крупноз. (8)	72,07	0,19	14,40	0,62	1,50	Сл.	0,66	2,80	2,59	4,69	0,24	0,07	Сл.	0,07	0,08	99,98
	Порфиroidный биотитовый гранит (2)	71,23	0,18	15,49	0,74	0,73	Сл.	0,70	2,50	2,64	4,49	0,12	0,05			0,68	99,58
	Нефелиновый сиенит (3)	55,93	0,08	23,74	2,29	1,77	0,07	0,92	4,00	6,61	5,00	0,15	0,03	Сл.	0,09	0,10	100,78
	Мелкозернистый турмалиносодержащий гранит (4)	69,15	0,25	16,25	0,46	1,74	Сл.	1,38	2,70	2,35	4,39	0,29	0,03	0,07	0,38	0,66	99,87
Жильные	Гранит-аплит биотитовых гранитов (2)	71,89	Сл.	14,87	0,24	0,78	0,04	0,95	4,05	2,76	4,25	0,23		Сл.	0,18		100,22
	Гранит-аплит мелкозернистых гранитов (1)	74,20	0,00	13,06	0,24	0,90	Сл.	0,85	3,20	2,77	4,02	0,46		Сл.	0,00		99,70
	Кварцевый диорит-порфирит (2)	63,53	0,31	15,32	0,93	3,41	0,09	4,67	5,80	3,64	3,40	0,47	0,23	0,26	0,40	1,30	100,76
	Диорит-порфирит	53,78	0,58	14,20	2,02	5,75	0,06	5,34	7,10	3,12	0,80	3,85	0,05	0,12	0,41	2,42	99,71
	Спессартин (3)	54,20	0,16	16,38	2,92	5,53	0,14	6,36	8,40	2,53	1,40	0,69	0,19	Сл.	0,14	0,39	99,52
	Порода	Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому													Коэффициент асимметрии	Железистость	Щелочность
		a	c	b	s	a'	f'	m'	e'	n	t	σ	Q	a:c			
Интрузивные	Диорит (5)	8,3	8,3	19,2	64,2	—	41,1	47,0	11,8	77,6	2,0	7,4	+ 3,5	1,0	0,22	61	32
	Равномернозернистый биотитовый гранит, крупноз. (8)	12,4	3,3	3,1	81,1	—	63,0	34,8	1,1	45,6	0,3	17,4	+34,4	3,7	0,50	76	72
	Порфиroidный биотитовый гранит (2)	12,4	3,0	4,6	80,2	49,2	26,0	24,6	—	46,6	0,2	11,6	+33,3	4,0	0,46	67	74
	Нефелиновый сиенит (3)	22,7	5,0	5,6	66,5	5,0	67,5	27,5	—	66,6	0,1	35,0	-16,2	4,51	0,49	82	75
	Мелкозернистый турмалиносодержащий гранит (4)	11,3	3,3	7,7	77,6	45,5	23,2	30,1	—	44,7	0,3	5,1	+29,9	3,5	0,41	58	71
Жильные	Гранит-аплит биотитовых гранитов (2)	12,2	3,7	3,6	80,5	—	25,9	42,5	31,5	49,6	0,0	3,7	+32,9	3,3	0,48	52	64
	Гранит-аплит мелкозернистых гранитов (1)	11,6	2,7	3,2	82,4	—	22,9	43,7	33,3	51,7	0,0	4,1	+39,0	4,2	0,51	57	68
	Кварцевый диорит-порфирит (2)	12,7	3,8	15,1	68,3	—	26,8	52,2	20,9	61,7	0,1	5,3	+ 7,5	3,3	0,46	48	56
	Диорит-порфирит	8,5	5,7	20,4	65,2	—	36,9	46,4	16,5	84,7	0,8	8,4	+ 7,9	1,5	0,27	59	35
	Спессартин (3)	7,6	7,3	22,1	62,8	—	36,1	50,0	13,7	72,7	0,2	11,3	+ 3,3	1,4	0,24	57	32

Примечание. В скобках количество анализов.

Среднее содержание микроэлементов и некоторых породообразующих элементов в породах и минералах центральной части Кульджуктау (Тозбулакский массив), вес. %.

Порода и минерал		Li	Rb	Cs	Na	K	Tl	Be	B	Mg	Ti
Кларки элементов, по А. П. Виноградо- ву (1962)	Средние	0,002	0,010	—	3,00	2,30	0,00005	0,00018	0,0015	2,18	0,80
	Кислые	0,004	0,020	0,0005	2,77	3,34	0,00015	0,00055	0,0015	0,56	0,23
	Осадочные (сланцы)	0,006	0,020	0,0012	0,66	2,28	0,00010	0,00033	0,0100	1,34	0,45
Интрузивные породы	Диориты, их гранитизированные разности	0,0025	0,0070	0,0010	1,84	0,82	0,00020	0,00020	0,00155	3,76	1,0601
	Крупнозернистый биотитовый гранит с гибридными разностями	0,0040	0,0292	0,0020	1,96	3,58	0,00010	0,00040	0,00270	0,44	0,0906
	Крупнозернистый биотитовый гранит грейзенизированный	0,0010	0,0223	0,0005	1,96	3,11	He опр.	0,00030	0,00155	0,37	0,01—0,05
	Порфириовидный биотитовый гранит	0,0047	0,0357	0,0015	1,96	3,76	0,00015	0,00050	0,00259	0,42	0,0988
	Фенитизированный гранит в контакте щелочных пород	0,0017	0,0169	0,0006	1,97	3,17	He опр.	0,001—0,005	He опр.	2,97	0,10—0,50
	Нефелиновый сиенит	0,0131	0,0477	0,0033	5,12	3,59	—	0,001—0,005	0,00155	0,63	0,0540
	Щелочной биотитовый сиенит	0,0145	0,0263	0,0011	3,73	3,23	0,00010	0,001—0,005	He опр.	1,20	0,0180
	Мелкозернистый турмалиносодержащий гранит	0,0069	0,0251	0,0033	1,79	3,15	0,00010	0,00110	0,01770	0,87	0,1757
Жильные породы	Гранит-аплит и пегматит	0,0009	0,0231	0,0027	1,93	3,94	0,00007	0,001—0,005	0,00470	0,46	0,0000
	Кварцевый диорит-порфирит	0,0040	0,0103	0,0023	2,20	1,90	0,00018	0,001—0,005	0,00155	2,25	0,1827
	Диоритовый порфирит	0,0060	0,0054	0,0008	2,50	0,73	—	0,001—0,005	0,00155	3,40	0,3474
	Спессартит	0,0047	0,0044	0,0018	1,47	2,35	0,00020	0,00010	He опр.	5,02	0,0928
Осадочно-метаморфические породы	Скарнированный известняк	—	0,0118	—	0,04	0,10	—	<0,001	0,00311	>3,00	0,1—0,5
	Мраморизованный известняк	—	—	—	0,05— —0,10	—	—	—	—	>3,00	0,001— —0,005
	Доломит	—	—	—	0,05— —0,10	—	—	<0,001	—	>3,00	0,001— —0,005
	Глинистый сланец	0,0013	0,0190	0,0023	2,50	2,72	He опр.	<0,001	—	>1,00	0,1—0,5

		Sc	V	Cr	Cu	Zn	Pb	Ga	Ge	Zr	Nb	
Минерал	Обыкновенная роговая обманка из диоритов	0,0075	0,0049	0,0019	0,08	0,49	—	0,0112	—	6,60	0,81	
	Феррогастингсит из щелочных пород	0,0150	0,0530	0,0025	1,60	1,96	—	0,0123	—	0,52	0,46	
	Гастингсит из фенитизированных гранитов	0,0043	0,0040	0,0031	0,84	1,13	—	<0,001	—	1,00	>1,0	
	Биотит	из крупнозернистых гранитов	0,1135	0,1027	0,0159	0,06	2,93	—	0,0015— —0,0215	—	3,78	1,71
		из порфиридных гранитов	0,0230	0,119	0,0152	0,08	3,74	0,00050	0,0072	—	4,49	2,24
		из мелкозернистых гранитов	0,0403	0,0362	0,0071	0,08	2,10	0,00010	0,0085	—	8,34	1,80
	Мусковит из грейзенизированных крупнозернистых гранитов	0,0059	0,1500	0,0036	0,26	5,58	0,00003	—	—	—	1,03	0,005— —0,010
		Спессартин из гранит-аплитов	0,0247	0,0056	0,0043	0,04	0,01	0,00005	0,0230	0,001—0,005	3,28	0,14
	Гроссуляр из скарнов	0,78				0,04	0,89					
	Полевой шпат	из диоритов	0,0015	0,0100	сл.— —0,0008	2,45	1,29	—	0,0068	0,0023	>1,0	0,05—0,01
		из крупнозернистых гранитов	0,0020	0,0402	0,0016	1,52	3,08	—	0,0040	0,0031	0,5—1,0	
		из порфиридных гранитов	0,0020	0,0471	0,0019	2,00	3,42	сл.	0,0055	0,0031	0,1—0,5	0,01—0,05
		из фенитизированных крупнозе. н. гранитов	0,0009	0,0206	0,0033	2,28	4,76	0,00003	<0,001	—	0,5—1,0	0,01—0,05
		из нефелиновых сиенитов	0,0050	0,0460	0,0016	3,52	4,00	0,00005	0,0032	—	0,1—0,5	0,01—0,05
		из мелкозернистых гранитов	0,0050	0,0396	0,0027	14,5	3,24	0,00004	0,0033	0,0039	>1,0	0,05—0,10
Нефелин из нефелиновых сиенитов	0,050— —0,100	—	—	9,50	4,37	—	0,001—0,005	—	—	0,22	0,000	
Плагиоклаз из кварцевых диорит-порфиров	0,0034	0,0133	0,0023	2,97	1,26	0,00005	0,0045	—	—	0,16	0,000	
Метод определения	Фотометрия пламени					Полярграф.	Химический		Силикатный			

Порода и минерал		Ta	ΣTR_2O_3	Th	U	Mo	W	Sn	$\frac{Mg}{Li}$	$\frac{K}{Rb}$	$\frac{K}{Pb}$
Кларки элементов, по А. П. Виноградову (1962)	Средние	0,0025	0,0100	0,0050	0,0035	0,0072	0,0015	0,002	0,00015	0,026	0,0020
	Кислые	0,0030	0,0040	0,0025	0,0020	0,0000	0,0020	0,002	0,00014	0,020	0,0020
	Осадочные (сланцы)	0,0010	0,0130	0,0100	0,0057	0,0000	0,0020	0,003	0,00020	1,020	0,0020
Интрузивные породы	Диориты, их гранитизированные разности	0,001— —0,005	0,01— —0,05	0,005— —0,010	0,0010	0,0037	0,0074	0,00001— —0,005	0,00128	0,005— —0,010	0,044
	Крупнозернистый биотитовый гранит с гибридными разностями	<0,001	0,001— —0,005	0,001— —0,005	0,0014	0,0072	0,0088	0,00004— —0,005	0,00108	0,010— —0,050	0,000— —0,0025
	Крупнозернистый биотитовый гранит грейзенизированный	<0,001	0,001— —0,005	—	Сл.	—	0,0010	0,001—0,005	Не опр.	0,001— —0,005	0,0015
	Порфириовидный биотитовый гранит	<0,001	0,005— —0,010	0,001— —0,005	—	0,0052	0,0095	0,005	0,00135	0,010— —0,050	0,0025
	Фенитизированный гранит в контакте щелочных пород	<0,001	0,001— —0,005	—	0,001— —0,005	0,005— —0,010	0,001—0,005	0,001—0,005	Не опр.	0,010— —0,050	0,0018
	Нефелиновый сиенит	—	—	—	0,0069	0,0031	0,0115	0,00004— —0,005	0,00007	0,005— —0,010	0,000
	Щелочной биотитовый сиенит	—	—	—	0,0005	0,0047	0,0029	0,005	0,00080	0,010— —0,050	0,000
	Мелкозернистый турмалиносодержащий гранит	<0,001	0,001— —0,005	0,001— —0,005	0,0012	0,0066	0,0210	—	0,00007	0,005— —0,010	0,0021— —0,0031
Жильные породы	Гранит-аплит и пегматит	—	<0,001	<0,001	0,0013	0,0036	0,0200	0,00003—0,005	0,00118	0,001—0,005	0,0000— —0,0012
	Кварцевый диорит-порфирит	<0,001	0,010—0,050	0,005—0,010	0,0028	0,0176	0,0073	0,001—0,005	—	0,005—0,010	Не опр.
	Диоритовый порфирит	<0,001	0,010—0,050	0,005—0,010	Сл.	0,0025	0,0120	—	Не опр.	0,005—0,010	0,000
	Спессаргин	<0,001	0,010—0,050	0,005—0,010	0,0048	0,0215	0,0110	0,005	—	0,005—0,010	0,0037
Осадочно-метаморфические породы	Скарнированный известняк	<0,001	0,001—0,005	0,01—0,05	Сл.	—	0,0080	0,001—0,005	Не опр.	0,001—0,005	Не опр.
	Мраморизованный известняк	—	—	—	<0,0010	—	—	—	—	—	Не опр.
	Доломит	—	—	—	0,001— —0,005	—	—	—	—	—	Не опр.
	Глинистый сланец	>0,001	0,005—0,010	0,001—0,005	Сл.	—	0,0080	0,001—0,005	Не опр.	0,005—0,010	0,0025

		Li	Rb	Cs	Na	K	Tl	Be	B	Mg	Ti
	Обыкновенная роговая обманка из диоритов	<0,001	0,01— —0,05	0,01— 0,05	0,045	0,034	0,130	0,023	—	—	0,0101
	Феррогастингсит из щелочных пород	—	—	—	Сл.	—	0,050	0,0035	—	0,01— —0,05	
	Гастингсит из фенитизированных гранитов	0,001— —0,005	0,001— —0,005	—	0,005— —0,010	0,01— —0,05	0,001—0,005	0,0022	—	0,01— —0,05	0,0217
Биотит	из крупнозернистых гранитов	<0,001	0,01— —0,05	0,001— —0,005	0,033	0,088	0,220	0,0080	<0,001	0,010— —0,050	0,0217
	из порфиroidных гранитов	—	0,010— —0,050	—	0,0060	0,086	0,001—0,005	0,001— —0,005	—	0,005— —0,010	0,0112
	из мелкозернистых гранитов	—	0,005— —0,010	0,01— —0,05	0,0094	0,096	0,070	0,0050	—	0,010— —5,050	0,0091
Минерал	Мусковит из грейзенизированных крупнозернистых гранитов	—	—	—	Сл.	—	0,010	0,0125	—	—	0,00612
	Спессартин из гранит-аплитов	<0,001	—	—	0,0020	0,019	—	0,0090	0,005— —0,010	—	
	Гроссуляр из скарнов	—	0,001— —0,005	0,01— —0,05	0,001— —0,005	—	—	0,001— —0,005	—	0,001— —0,005	
Полевой шпат	из диоритов	—	0,001— —0,005	—	0,019	0,031	0,015	0,0013	—	—	0,0000
	из крупнозернистых гранитов	<0,001	<0,001	—	0,016	0,027	0,015	0,0010	—	0,005— —0,010	0,0000
	из порфиroidных гранитов	—	0,001— —0,005	—	—	—	0,015	0,0018	—	0,005— —0,010	0,0000
	из фенитизированных крупнозерн. гранитов	—	0,001— —0,005	—	0,001— —0,005	0,01— —0,05	0,001—0,005	0,0018	—	0,10— —0,50	
	из нефелиновых сиенитов	—	0,001— —0,005	—	0,0028	0,029	0,040	0,0025	—	0,001— —0,005	
	из мелкозернистых гранитов	—	0,001— —0,005	<0,001	Сл.— —0,016	0,010	0,026	0,0013	—	0,01— —0,05	0,0000
	Нефелин из нефелиновых сиенитов	—	<0,001	—	0,001— —0,005	—	<0,001	0,001— —0,005	—	0,01— —0,05	
	Плагиоклаз из кварцевых диорит-порфиров	—	0,001— —0,005	—	0,0032	0,022	0,010	0,0015	—	0,005— —0,010	0,0000
Метод определения		Спектральный			Полярографический			Химический, спектральный		Спектральный	Химический

		Ta	E TR ₂ O ₃	TR	V	Mo	W	Sn	Mg Zi	K Rb	K Pb
М и н е р а л	Обыкновенная роговая обманка из диоритов							—	—	100	3
	Феррогастингсит из щелочных пород							0,001—0,005	34	37	39
	Гастингсит из фенитизированных гранитов							—	232	282	1130
	Биотит из крупнозернистых гранитов	0,00090				0,0001	—	0,065	33	28	13
	из порфиридных гранитов	0,00013				0,0001	—	0,0100	195	33	3740
	из мелкозернистых гранитов	0,00082				—	—	0,0039	207	57	30
	Мусковит из грейзенизированных крупнозернистых гранитов	0,0000				0,0001	0,0010	0,0057	174	37	558
	Спессартин из гранит-аплитов							0,001—0,005	132	2	
	Гроссуляр из скарнов							—			
	Полевой шпат из диоритов	0,0000				—	—	—	>666	129	86
из крупнозернистых гранитов	0,000						<0,001	500	76	205	
из порфиридных гранитов	0,00020						—	50	72		
из фенитизированных крупнозерн. гранитов							—	555	231		
из нефелиновых сиенитов							—	20	87		
из мелкозернистых гранитов	0,0000— —Сл.						<0,001	200	82		
Нефелин из нефелиновых сиенитов								—	4		
Плагиоклаз из кварцевых диорит-порфиров	0,00041							—	47		
Метод определения	Химический		Радиохимический		Химич, колич-спектр.		Колич.—спектр.				

Примечание. Содержание элемента ниже предела чувствительности метода.

Редкие и радиоактивные элементы. Цирконий, редкие земли, иттрий, уран и торий в гранитоидах содержатся на уровне кларковых значений (только торий превышает кларк в мелкозернистых гранитах); они образуют собственные минералы (циркон, монацит, ксенотим, ортит, торит). Очень низкое их содержание наблюдается в нефелиновых сиенитах, высокое — в фенитизированных гранитоидах, т. е. в магматической стадии при процессе фенитизации происходил вынос упомянутых элементов из щелочных пород во вмещающие гранитоиды. Эти элементы (за исключением циркония) накапливаются в различных минералах в виде изоморфной примеси. Цирконий наблюдается в виде собственного минерала — циркона. Содержание тория и эквивалентного урана повышается от диоритов к щелочным и кислым породам.

Тантал и ниобий в породах массива содержатся в пределах кларка (в гранитоидах) или ниже (в щелочных породах) и концентрируются главным образом в биотитах. Заметные их концентрации наблюдаются в фенитизированных породах.

Редкие щелочные металлы. Содержание лития, рубидия, цезия и таллия постепенно повышается от диоритов первой фазы к гранитам и щелочным породам. Содержание их в диоритах и биотитовых гранитах — на уровне кларковых значений. Высокое содержание лития (в 2—4 раза выше кларка) наблюдается в щелочных породах и мелкозернистых гранитах, рубидия и цезия — в крупнозернистых и порфиридных гранитах и щелочных породах. Эти элементы содержатся в пределах кларка или ниже в жильных породах; отсутствуют или ниже кларка во вмещающих сланцах и известняках.

При аутометасоматических и постмагматических изменениях пород их количество уменьшается.

Литий концентрируется в биотите, нефелине, натриевых полевых шпатах и амфиболах, благодаря своей геохимической близости с магнием и натрием; рубидий, цезий и таллий — в калийсодержащих минералах: биотите, мусковите, калиевом полево шпате, благодаря геохимической их связи с калием.

Петрогенные микроэлементы. Бериллий имеет тенденцию накапливаться в мелкозернистых гранитах (его содержание в них в два раза выше кларка, тогда как в других типах пород он содержится в пределах кларка). Он концентрируется в биотите, мусковите, полевых шпатах, нефелине и амфиболах.

Содержание галлия повышается от диоритов ранней фазы к гранитам и особенно щелочным породам. Несколько завышено оно в щелочных породах (с высоким содержанием алюминия) и относительно низкое — в диоритах и гранитах. При контактово-метасоматических изменениях щелочных пород (щелочные биотитовые сиениты) происходит накопление алюминия с галлием и выделением корунда. Максимальное содержание галлия в кислых породах приходится на цветные минералы.

Содержание германия в 6—8 раз выше кларкового в породах массива, за исключением щелочных и меланократовых жильных пород и мелкозернистых гранитов. Он входит в виде изоморфной примеси в силикаты (биотит, спессартин).

Элементы из группы железа. Железо не относится к редким элементам, но геохимия элементов его группы (Ti, Cr, V, Ni, Co) с ними тесно связана. Большое значение железо имеет в диоритах и щелочных породах, являясь главной составной частью ильменита и магнетита.

Сравнительно высокое содержание титана, хрома, никеля, кобальта и ванадия имеют диориты первой фазы и мелкозернистые граниты (в пределах кларка) заключительной.

В щелочных породах содержание элементов группы железа (кроме самого железа) меньше, чем в гранитоидах.

Титана в диоритах содержится в 1,5 раза выше кларка; он образует собственные минералы. Наоборот, в биотитовых гранитах и щелочных породах его содержание в 1,5—5 раз ниже кларка; в кислых и средних жильных породах — ниже, чем в интрузивных.

Рудные элементы. Количество меди и цинка в породах находится в пределах кларка или ниже и от диоритов к гранитам понижается. В щелочных породах отмечается некоторая концентрация меди (в 5 раз выше кларка). В жильных породах медь и цинк распределяются пропорционально степени меланократовости. В осадочно-метаморфических породах они не обнаружены (или содержатся в следах). При постмагматических процессах (грейзенизации) их количество уменьшается.

Медь и цинк концентрируются в биотитах, роговых обманках, ильмените и магнетите, а также в турмалине, гранате и корунде. Количество меди увеличивается от биотита крупнозернистых гранитов (0,033%) до биотитов порфиroidных (0,060%) и мелкозернистых (0,094%) гранитов. Медь в породах образует единичные кристаллы халькопирита.

Содержание свинца¹ во всех интрузивных, жильных и вмещающих породах в 4—12 раз выше кларка и от диоритов к кислым и щелочным породам непрерывно растет параллельно возрастанию калия. Свинец в основном накапливается в биотите и микроклине, а также в амфиболе. Он образует галенит в порфиroidных и мелкозернистых гранитах и гранит-аплитах. При постмагматических изменениях гранитоидов его количество уменьшается.

Содержание вольфрама в породах в 6—9 раз превышает кларк.

Олово в гранитоидах (и биотитах) содержится в повышенных количествах, характерных для оловоносных гранитов, а в диоритах и щелочных породах — в пределах кларка. Олово образует касситерит в турмалинизированных мелкозернистых гранитах. Некоторая его часть приурочена к мусковиту (в грейзенизированных биотитовых гранитах), магнетиту, амфиболу и корунду (в щелочных породах).

Летучие элементы. Бор в диоритах, крупнозернистых и порфиroidных гранитах ранних фаз, а также в щелочных породах содержится в пределах кларка (или в 1,5 раза выше), в мелкозернистых гранитах и их жильных фациях — в десятки раз выше кларка. Концентраторами бора, кроме турмалина являются микроклин и плагиоклаз, и в меньшей степени — цветные минералы.

Высокое содержание фтора отмечается в мелкозернистых гранитах последней фазы. О его присутствии свидетельствует повышенное количество флюорита, ассоциирующего с турмалином (в других типах пород флюорит — в единичных зернах).

Ниже приводим содержание микроэлементов в магматических породах

<i>Порода</i>	<i>Выше кларка</i>	<i>Кларк</i>	<i>Ниже кларка</i>
Диориты (I)	Tl, Cs, Sc, Ge (Ba, Sr), Ti, V, Cr (Ni, Co), Cu, Zn, Pb	Zr, TR, Nb, Ta, U, Th, Li, Be, Ga, B	Rb, Mo, Sn
Крупнозернистые биотитовые граниты (II)	Rb, Cs, Ge, Pb, W, Sn, B, TR,	Zr, Nb, Ta, U, Th, Li, Ti, Be, Ga, V, Cr, Mo, Cu, Zn	Sc, Ti
Порфиroidные биотитовые граниты (II)	Li, Rb, Cs, Ge, Pb, Sn, B	Zn, Nb, Th, Ti, Be, Ga, V, Cr, Cu, Zn	Ta, U, Sc, Ti, Mo

¹ Данные химанализа по Pb и W предварительные.

Щелочные породы (III)	Li, Rb, Cs, Be, Ga, Cu, Ta, Ge, Sn, B Pb, W	Zr, Nb, U, Th, Tl, Sc, Ti, V, Cr, Zп
Мелкозернистые граниты (IV)	Li, Rb, Cs, Be, Pb, W, Nb, Ta, U, Tl, Ge, Sn, B, F, Th, TR Ga, Ti, V, Cr, Cu, Zп	Zr, Ge, Mo

Присутствие одинаковых микроэлементов в различных типах пород свидетельствует о комагматичности пород комплекса, а различные их количественные соотношения определяются геохимической спецификой каждой интрузивной фазы магматизма. Некоторое перераспределение микроэлементов происходит при контактово-реакционных и постмагматических процессах. Повышенное в 10—15 раз содержание Zr, TR, Th, Nb отмечается в фенитизированных гранитоидах, пониженное в 2—5 раз и более — Li, Rb, Cs, Tl, Cu, Zп, Pb, Zr, Hf, Y, U, Th — в грейзенизированных гранитоидах.

К ВОПРОСУ ФОРМИРОВАНИЯ ТОЗБУЛАКСКОГО МАССИВА

Сложный Тозбулакский массив гранитоидов и щелочных пород формировался в отрезок геологического времени от верхнего карбона до верхней перми, в конечной стадии развития геосинклинали.

Гранитоиды, слагающие 90% массива, связаны с неоднократным поступлением кислой магмы в ядро антиклинальной структуры. Вначале внедрялся расплав среднего состава и образовались тела диоритов, которые в своем расположении фиксируют первичное направление антиклинальной структуры района. Несколько позже поступила крупная порция расплава, при кристаллизации которого возникли крупнозернистые граниты (II фаза), пользующиеся наибольшим распространением. Этот расплав вызвал расширение складчатой структуры, раздробление вмещающих пород (в том числе и диоритов ранней фазы). При внедрении и кристаллизации большой порции расплава во вторую фазу отчетливо проявилось взаимоотношение с вмещающими породами, что привело к образованию гранитизированных диоритов и эндоконтактовых гибридных гранитов, мраморизованных скарнированных известняков.

Вслед за крупнозернистыми гранитами, когда их расплав еще не полностью закристаллизовался, имела место небольшая дополнительная интрузия (по схеме В. С. Коптева-Дворникова) порфиридных биотитовых гранитов.

Автометасоматические и постмагматические процессы, связанные с кислыми расплавами, вызвали образование лейкократовых (мусковитизированных и грейзенизированных) и других разновидностей биотитовых гранитов второй фазы.

Образование щелочных пород происходило после становления биотитовых гранитов. Щелочной расплав довольно активно взаимодействовал с окружающими породами ранних фаз (в том числе и с грейзенизированными гранитами и гранитизированными диоритами), в результате чего возникли фенитизированные гранитоиды и эндоконтактовые щелочные породы. Под воздействием растворов, сопровождающих щелочной расплав, нефелиновые сиениты превратились в альбитизированные и канкринитизированные биотитовые разности.

На заключительном этапе верхнекарбонново-нижнепермского магматизма внедрился расплав мелкозернистых гранитов, интенсивно турмалинизированных и мусковитизированных в автометасоматических и постмагматических стадиях, благодаря обилию летучих компонентов (В, H₂O, F и др.) в расплаве.

В целом роль контактово-реакционных и постмагматических процессов зависит от состава и объема интрузирующего расплава. В этом отношении очень активны биотитово-гранитный расплав второй фазы и щелочной расплав.

Первичный состав гранитоидной магмы района соответствовал граниту, на что указывает и появление мелкозернистых гранитов в последнем этапе магматизма.

ФОРМИРОВАНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Особое внимание привлекают щелочные интрузивные породы, впервые обнаруженные на территории Узбекистана. В пределах Тозбулакского массива они находятся в ассоциации с гранитоидами, с которыми связаны не только пространственно, но близки по времени и условиям происхождения. Связь щелочных пород с нормальными гранитами известна давно и отмечалась многими исследователями (А. Н. Заварицким, Б. М. Куплетским, О. А. Воробьевой, Р. М. Яшиной, Б. И. Омеляненко, Ю. М. Шейнманном, Ф. Э. Апельциным и др.).

О магматическом генезисе щелочных пород Тозбулакского массива свидетельствуют следующие существенные черты: 1) четкие интрузивные контакты с вмещающими известняками, диоритами и биотитовыми гранитами (нахождение тел щелочных пород в различных геологических средах); 2) многочисленные инъекции щелочного расплава в различные среды (вмещающие породы); 3) наличие ксенолитов известняков, диоритов и биотитовых гранитов в щелочных породах; 4) выдержанный минеральный состав и структурно-текстурные черты (равномернозернистые гранитоидные структуры, массивные или трахитоидные текстуры) нефелиновых сиенитов во всех телах; 5) наличие сопутствующих им жильных пород; 6) распространенное расположение нефелин-сиенитовых толщ; 7) характер контактового воздействия щелочного расплава, вызвавшего мраморизацию известняков, фенитизацию гранитоидов с образованием гастингситовых кварцевых сиенитов и эндоконтактовых щелочных пород.

Образование щелочных пород в целом обусловлено магматической деятельностью. В образовании некоторых разновидностей щелочных пород существенная роль принадлежит также контактово-реакционным и постмагматическим процессам. В ходе кристаллизации и консолидации внедрившегося щелочного расплава происходил вынос натрия, железа, циркония и других элементов во вмещающие гранитоиды, что привело к возникновению фенитизированных пород с повышенным содержанием некоторых микроэлементов (Zr, Hf, Th, U, Nb и др.).

В свою очередь на состав пород массива значительное влияние оказывала и вмещающая среда. В контакте нефелиновых сиенитов с биотитовыми гранитами возникли эндоконтактовые щелочные биотитовые сиениты с корундом и ксенокристаллами минералов гранитоидов. Вследствие привноса кремнезема и калия нефелин почти полностью вытеснен альбитом, амфибол — биотитом (лепидомеланом). Контакт нефелиновых сиенитов с известняками и ксенолитами диоритов сопровождается меланократовыми разностями с высоким содержанием нефелина, амфибола, пироксена, апатита, сфена и ильменита.

Вслед за кристаллизацией щелочного расплава значительная часть щелочных пород претерпела интенсивные постмагматические изменения (альбитизация и биотитизация, канкринитизация).

Наиболее существенными доказательствами генетической связи щелочных пород с комплексом гранитоидов, по нашему мнению, являются возрастная сближенность (265—280 млн. лет) и тесная простран-

ственная сопряженность щелочных пород с гранитоидами, однотипность химизма различных типов пород комплекса (общее пониженное содержание натрия и калия, повышенное — кремнезема и кальция во всех типах пород), присутствие одинаковых микроэлементов (редкие щелочи Be, Ga, Pb, Cu и др.), хотя их количество колеблется в различных типах пород в связи с геохимической спецификой каждой интрузивной фазы магматизма, слабая зараженность всего комплекса нормальных пород редкоземельными, радиоактивными элементами, а также ниобием и цирконием; присутствие одних и тех же акцессорных минералов (циркон, апатит), хотя их количество в различных типах пород сильно колеблется. Состав исходной магмы был, по-видимому, гранитным, на что указывает преобладание интрузивных гранитоидных пород над другими, а также появление в последнем этапе магматизма кислых пород (мелкозернистые граниты).

Последовательная смена гранитоидов щелочными породами, петрографо-геохимическая связь последних с гранитоидами позволяет предположить, что щелочной расплав является, скорее всего, производным от кислой магмы. Однако вопрос о способе отделения щелочного расплава от кислой магмы пока остается открытым. Не исключена возможность его возникновения в результате глубинного взаимодействия гранитной магмы с боковыми породами (габброиды, известняки) и ее дальнейшей эволюции. По-видимому, вследствие возникновения щелочного расплава таким путем произошло перераспределение микроэлементов: обеднение нефелиновых сиенитов Zr, TR, Th, U, Nb, Ti, Cr, V, Ni, Co и, наоборот, обогащение их Li, Rb, Cs, Ga, Cu, Be, Pb, W.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Тозбулакский массив — новый район щелочных пород в Кызылкумах. Щелочные породы образовались в результате кристаллизации магматического расплава при интенсивном развитии в краевых зонах контактово-реакционных и постмагматических процессов.

2. Массив формировался в гипабиссальных условиях, на глубинах, не превышающих 2—3 км. в конечных стадиях развития Южно-Тяньшанской геосинклинали. Он отличается исключительным разнообразием петрографических типов, возникших в различных петрографических условиях, что обусловлено не только процессами неоднократного поступления расплавов варьирующего состава из общего магматического очага, но и взаимодействием внедрившихся расплавов с вмещающими породами, а также процессами послемагматического преобразования исходных пород.

В его строении участвуют породы сложного верхнекарбон-нижнепермского магматического комплекса, формирование которого происходило в следующей последовательности: диориты → крупнозернистые (главная фаза) и порфиоровидные биотитовые граниты → щелочные породы → мелкозернистые турмалинсодержащие граниты. В пределах массива наибольшее развитие по объему площади получили крупнозернистые граниты, наименьшее — щелочные породы. Их образование сопровождалось активными контактово-реакционными и постмагматическими процессами.

3. Выявленные жильные породы сопутствуют каждой интрузивной фазе и отличаются большим разнообразием состава: гранит-аплиты и пегматиты, нефелиновые сиенит-пегматиты и щелочные аплиты, кварцевые диориты, диорит-порфириты и спессартиты.

4. Широко развиты два типа контактово-реакционных пород. Первый тип возник под воздействием гранитного расплава II фазы на диориты с образованием метасоматических гранитизированных диоритов

(тоналиты, кварцевые сиенито-диориты и диориты, гранодиориты) экзоконтакта и гибридных биотитовых гранитов эндоконтакта. Второй — под воздействием щелочного расплава на гранитоиды ранних фаз с образованием метасоматических фенитизированных гранитоидов (граносиениты, сиениты) экзоконтакта и появлением щелочных (биотитовых) и меланократовых (нефелиновых) сиенитов эндоконтакта.

Для различных типов интрузивных пород комплекса характерны соответствующие аутометаморфические и постмагматические изменения.

5. В породах массива присутствует более 20 аксессуарных минералов. В зависимости от петрохимического состава каждому типу пород отвечает своя ассоциация аксессуарных минералов (табл. 46). В контактово-реакционных зонах ранних фаз (при гранитизации диоритов и фенитизации различных пород) количество отдельных аксессуарных минералов (циркон, ортит) резко возрастает.

6. Различные типы пород комплекса петрохимически близки по признакам общей пониженности в них содержания натрия и калия и повышенной — кремнезема и кальция. Характерно низкое содержание глинозема в гранитоидах ранних фаз, высокое — в щелочных породах и мелкозернистых гранитах поздних. На определенных этапах развития магматизма некоторые из основных петрогенных элементов приобретают ведущее значение: кальций, железо и магний — в первую фазу, кремнезем и калий — во вторую и четвертую фазы, алюминий и железо — в щелочных породах третьей фазы.

7. Повышенное содержание некоторых микроэлементов по сравнению с кларком и наличие соответствующих аксессуарных минералов создают определенную геохимическую специализацию комплекса, а именно в диоритах Ti, V, Cr, Ni, Sc, Cu, Zn и др.; в биотитовых гранитах — Pb, W, Sn, Li, Rb и др.; в щелочных породах — Li, Rb, Cs, Ga, Cu, Pb, W и др.; в мелкозернистых гранитах — B, F, Sn, Be, Th, Li, Rb, Cs, Pb.

8. В контактово-реакционных зонах щелочных пород наблюдается высокое содержание некоторых редких и радиоактивных элементов (Zr, TR, Nb, U, Th), а также циркона. Перспективными на глинозем могут явиться щелочные нефелиновые породы.

Таушанский массив

Массив расположен в восточной части Кульджуктау. Морфология интрузива пока не совсем ясна ввиду того, что значительная его часть закрыта мезокайнозойскими отложениями. Вытянут интрузив в целом на северо-запад, длина его 3,5 км, ширина 0,6—1,5 км.

Массив имеет чрезвычайно сложное строение и разнообразный минеральный состав: в нем участвуют габбро, кварцевые диориты, гранодиориты и в меньшей степени — биотитовые и мусковитизированные граниты. Много крупных ксенолитов, сланцев и известняков, количество которых достигает 30% площади выхода (рис. 40).

На северо-востоке Таушанский массив прорывает песчано-сланцевую толщу S_2-D_1 . На юге и юго-западе он закрыт мезокайнозойскими отложениями. Значительная часть выходов гранитоидов отмечается в руслах саев, ложбин, в то время как борта их сложены известняками D_1-2 . Все это в совокупности с пестрым петрографическим составом и обилием ксенолитов вмещающих пород свидетельствует о незначительном эрозионном срезе интрузива. Отчетливо наблюдается преимущественное развитие пород габброидного ряда (оливиновое, амфиболовое, кварцевое габбро, кварцевые диориты и диориты) в северной части массива, а гранитоидов

(гранодиорит-граниты) — в южной части. Это свидетельствует, во-первых, о возможном наличии здесь пород двух возрастных комплексов: среднекарбового комплекса основных и верхнекарбон-нижнепермского комплекса гранитоидных пород; во-вторых, об использовании интрузиями одних и тех же путей при образовании обоих комплексов. На при-

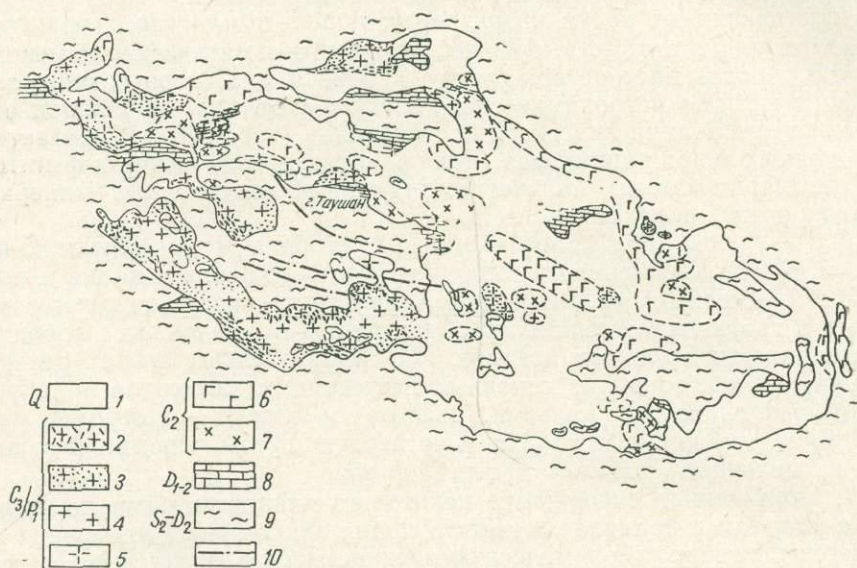


Рис. 40. Геологическая схема Таушанского интрузива.

1—наносы; 2—мусковитизированные граниты; 3—графитизированные граниты; 4—граниты биотитовые и мусковитизированные; 5—биотитовые и биотит-амфиболовые гранодиориты; 6—габбро, кварцевое габбро, амфиболовое габбро, оливковое габбро; 7—диориты, кварцевые диориты; 8—известняки и доломиты; 9—кварцевые роговики, песчанистые сланцы; 10—разломы.

мере других массивов (Бельтауского и Шайдаразского) мы убедились, что подобные совмещения разновозрастных интрузивных комплексов в одних тектонических структурах не являются здесь редкостью. Результаты аэромагнитных исследований позволяют полагать, что Шайдаразский и Таушанский массивы на глубине сливаются в единый интрузив, сформированный сначала основной, а затем кислой магмой. Габброиды Таушана в настоящем томе не описываются.

ФОРМАЦИЯ БИОТИТОВЫХ ГРАНИТОВ И ГРАНОДИОРИТОВ

Породы рассматриваемой формации в пределах Таушанского массива имеют незначительное распределение и встречены, в основном, в виде узкой полосы в южных, юго-западных и северных приконтактных частях интрузива. Они имеют с габброидами секущие интрузивные контакты. Контакты их с вмещающими породами крутые (70—80°).

Биотитовые граниты — породы серой, зеленовато-серой, розовой окраски, мелкозернистого, реже среднезернистого сложения, местами графитизированы и довольно интенсивно мусковитизированы. В их минеральный состав входят калишпат, кварц, плагиоклаз, биотит, амфибол. Калишпат представлен микроклином, который преобладает над плагиоклазом. Во многих случаях содержание микроклина, плагиоклаза и кварца примерно одинаковое. Темноцветные минералы представлены биотитом, реже амфиболом. Биотит часто замещается мусковитом и хлоритом. Структура пород гипидиоморфно-зернистая. Из аксессуариев обнаружены апатит, циркон, сфен и графит.

Гранодиориты развиты главным образом в виде узкой полосы, окаймляющей почти все ксенолиты вмещающих пород. В удалении от ксенолитов порода постепенно приобретает более кислый состав и переходит в обычные биотитовые граниты. Это свидетельствует о возникновении гранодиоритов путем ассимиляции вмещающих карбонатных пород.

Гранодиориты имеют мелко- и среднезернистую структуру со слабой порфирированностью. Цвет их серый и серовато-зеленый. Содержание плагиоклаза в породе почти в три раза больше, чем калиевого полевого шпата.

Ниже приводим количественно-минеральный состав гранитоидных пород Таушанского массива.

Минерал	Биотитовый гранит (II)*	Гранодиорит (10)
Плагиоклаз	20—23,3(25—20)	45—55(35—30)
Калишпат	30—45	15—25
Кварц	20—30,8	20—25
Биотит	4—5	5—7
Амфибол	0,5	4—5
Мусковит	3,0	Ед. з.
Аксессории	0,5	0,8

* Вверху в скобках указано количество подсчитанных шлифов, внизу.—номера плагиоклазов.

Постмагматические изменения в описываемом массиве представлены графитизацией, хлоритизацией, серицитизацией, мусковитизацией.

Графит встречается почти во всех массивах Кульджуктау, особенно в Таушане. Он образует темные, почти черные цепочки пятен и скопления, обычно приуроченные к стыкам и интерстициям породообразующих минералов. Нередко графит развивается по вторичным минералам — мусковиту и хлориту. Содержание его обычно возрастает по направлению к контакту, достигая 10—15%, местами — 25% объема породы.

Хлорит, как продукт автометаморфизма, проявляется в гранодиоритах значительно меньше, чем в биотитовых гранитах. Развивается он преимущественно по биотиту, где процесс замещения начинается вдоль трещин спайности, постепенно захватывая чешуйки биотита.

Серицитизации активно подвергаются плагиоклазы и калишпаты. Этот процесс наиболее интенсивен в центральных и менее — в краевых частях фенокристаллов.

Мусковитизация чаще всего наблюдается в биотитовых гранитах. Мусковит представлен мелкочешуйчатыми выделениями и агрегатными скоплениями; окраска его колеблется от бесцветной до слабо желтой. В процессе образования мусковита по биотиту вокруг первого выделяется небольшое количество окислов железа.

Минералогическая характеристика

Главные породообразующие минералы. Породообразующими минералами указанного массива являются: плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, кварц, биотит и амфибол.

Плагиоклаз содержится в биотитовых гранитах в количестве 20—23,3%, размер зерен равен 0,2—0,5 мм. Некоторые зерна обладают отчетливо выраженной зональностью, причем в центральных частях плагиоклаз соответствует олигоклазу (№ 25—20).

В большинстве случаев плагиоклаз представлен идиоморфными зернами, обладающими отчетливыми полисинтетическими двойниками. Бо-

более крупные зерна (1,5—2,6 мм) чаще подвергаются серицитизации и сосеритизации.

В гранодиоритах плагиоклаз составляет главную массу породы. Он представлен олигоклазом, андезином (№ 30—35) в виде удлинённых идиоморфных призматических зерен размером 2—2,5 мм, часто серицитизированных.

Калиевые полевые шпаты в биотитовых гранитах представлены микроклином с отчетливо выраженной двойниковой решеткой. У несдвойникованных зерен $2V = -76^\circ$. Описываемый минерал в биотитовых гранитах содержится в количестве 30—45%, а в гранодиоритах 15—25%. Калиевый полевой шпат образует ксеноморфные зерна размером до 3—4 мм.

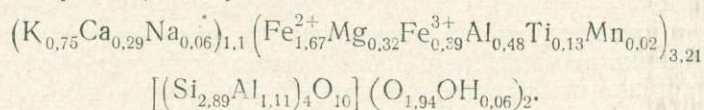
Кварц — с волнистым угасанием, содержание его в биотитовых гранитах составляет до 20—30,8%, а в гранодиоритах — 20—25%.

В описываемых породах выделяются две разновидности кварца: первая — более крупные зерна (1,2—2,3 мм), имеющие округлые, реже угловатые очертания; вторая — кварц (0,5—1,2 мм) поздней генерации — заполняет промежутки между другими минералами.

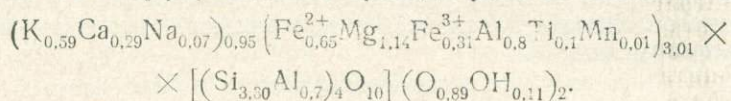
Биотит встречается во всех описываемых горных породах рассматриваемого интрузива. Содержание его значительно колеблется.

Биотит в гранитоидах встречается, в основном, в двух формах: 1) в виде крупных пластинчатых зерен размером от 0,8 до 2,5 мм (этот биотит, как правило, хлоритизирован и мусковитизирован); 2) в виде мелкочешуйчатых агрегатов размером 0,2—0,7 мм, обладающих резко выраженным плеохроизмом: по Ng темно-бурый, Np — светло-зеленый. Железистость биотита, по В. С. Соболеву ($f' = 45,5—67,0\%$), по показателям преломления ($Ng \approx Nm = 1,676$) близка таковой по химическому составу (табл. 51).

Кристаллохимические формулы биотитов (пр. № 8222 из биотитового гранита Таушана) следующие:



пр. № 8627 из порфириовидного гранодиорита Восточного Кынгыра:



Амфибол в описываемых породах встречается в незначительном количестве. Плеохроирует от буровато-зеленого по Ng до светло-зеленого по Np; схема адсорбции $Ng \geq Nm \geq Np$; $2V = 68^\circ$ и 70° , $Ng - Np = 0,026—0,022$; $Ng - Np = 0,004$; $cNg =$ от $16—18^\circ$ до $20—22^\circ$.

По этим оптическим константам он относится к обыкновенной роговой обманке. Общая железистость по диаграмме В. С. Соболева $f' = 30,6—33,09$.

Амфибол, как и биотит, содержит включения циркона, апатита, сфена, ильменита.

По результатам химического анализа амфибол из хлоритизированных биотитовых гранитов содержит до 0,0250% Nb_2O_5 , 0,01% Cu и Zn , 0,02% Pb (табл. 51).

Акцессорные минералы в Таушанском интрузиве изучены недостаточно. Имеются отрывочные сведения об их составе, основанные на изучении в прозрачных шлифах (В. М. Железнов, К. В. Стукова, А. Ф. Свириденко, 1954).

Мы акцессорные минералы из гранитоидов Таушанского интрузива изучали в протолочных пробах (20 шт.) и прозрачных шлифах (30 шт.).

Полевые и лабораторные исследования проводились нами по методу, изложенному П. Т. Азимовым и Л. Д. Смородиновой (1960).

В результате минералогического анализа в гранитах Таушанского интрузива установлены следующие акцессорные минералы: магнетит,

Таблица 51

Результаты химического анализа цветных минералов гранитоидов Таушанского и Кынгырского интрузивов

Оксиды, %	Биотит		Амфибол	
	8222	8637	8127	8399
SiO ₂	34,74	43,02	47,52	47,20
TiO ₂	2,16	1,72	1,08	2,70
Al ₂ O	16,18	16,63	8,48	6,62
Fe ₂ O ₃	6,28	5,39	3,18	5,02
FeO	23,90	10,10	11,37	9,36
MnO	0,26	0,15	0,24	0,18
MgO	4,22	10,10	14,56	14,84
CaO	3,30	3,60	11,20	12,40
Na ₂ O	0,40	0,47	0,88	0,44
K ₂ O	7,07	6,02	0,44	0,24
P ₂ O ₅	—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	0,0096	0,0215	0,0062	0,0250
Ta ₂ O ₅	0,0010	0,0010	0,0005	—
H ₂ O	0,06	0,18	0,16	0,20
П.п.п	1,50	2,54	0,80	0,78
Σ	100,07	99,92	99,91	99,93
$f' = \frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100$ (мол. %)	67,0	45,5	33,09	30,6
f' по Ng ≈ Nm	78	57		
Cu	—	0,01	—	0,01
Zn	0,06	0,07	0,02	0,01
Pb	0,06	0,01	0,03	0,02

Примечание. Пр. 8222 биотит пр. 8399 амфибол из биотитового гранита Таушанского интрузива, пр. 8637 биотит, пр. 8127 порфиридный гранодиорит (восточный Кынгырского штока).

ильменит, анатаз, пирит, апатит, сфен, ортит, монацит, циркон, гранат, турмалин, пирротин, шеелит, гематит (табл. 52).

Магнетит — один из мало распространенных минералов. Его максимальное содержание 25 г/т в биотитовых гранитах и 3,5 г/т — в гранодиоритах. Магнетит представлен в виде обломков, реже отмечаются четкие кристаллические формы.

Содержание ильменита в биотитовых гранитах Таушана колеблется от единичных знаков до 58,2 г/т, а в гранодиоритах встречаются единичные зерна. Представлен плоскими таблитчатыми кристаллами с полуметаллическим блеском, порошок черный, излом раковистый.

Рутил — очень мало распространенный минерал. В гранодиоритах описываемого массива он обнаружен в единичных зернах. Рутил представлен тетрагональными призматическими кристаллами красного цвета, блеск алмазный, твердость высокая, хрупкий, размер 0,05—0,02 мм. Имеются также короткие призматические кристаллы.

Апатит установлен в протолочке графитизированных биотитовых гранитов (15 г/т). Минерал имеет дипирамидальную форму со штриховкой на гранях, цвет темно-коричневый.

Пирит обнаруживается во всех описываемых породах, но самое высокое содержание его (470 г/т) — в биотитовых гранитах. Во всех породах пирит почти не окислен, имеет латунно-желтый цвет, простую кубическую форму.

Апатит установлен в обеих разновидностях гранитов. Максимальное содержание в биотитовых гранитах 580, а в гранодиоритах — 150 г/т. Незначительная концентрация апатита отмечена в центральных участках массивов биотитовых гранитов.

Апатит представлен кристаллами игольчатой формы (0,1—0,2 мм), они всегда бесцветно-прозрачные. Апатит, как и циркон, встречается в виде включений во всех породообразующих минералах, главным образом в биотите, реже — в плагноклазе, калишпате и кварце.

Сфен обнаружен в биотитовых гранитах (от 3 до 210 г/т). По сравнению с другими акцессорными минералами кристаллы сфена крупные (1—2 мм), имеют плоскую клиновидную форму; окраска медово-желтая, коричневато-желтая, коричневая.

Спектральный анализ сфена (обр. 8400) показал наличие в нем Се — в сотых долях процента, Sn — в тысячных, Pb и Zn — в десятых и сотых долях процента (табл. 53).

Ортит. Максимальное содержание его в биотитовых гранитах 139 г/т, а в гранодиоритах — 50 г/т. В протолочках Таушанского интрузива отмечаются две разновидности ортита: темно-коричневый в виде мелких осколков (0,1—0,3 мм), зеленовато-коричневый в виде крупных (1—1,5 мм), вытянутых призматических кристаллов. В результате спектрального анализа в ортите установлены: Ti, Mn (десятые доли процента), La, It, Zr (сотые доли процента) (табл. 55).

Монацит в массиве очень мало распространен: его максимальное содержание в биотитовых гранитах достигает 35,4 г/т. Монацит образует плоские призматические и таблитчатые кристаллики (0,1—0,2 мм).

В гранитах преобладают крупные толстопризматические и толстотаблитчатые (0,25—0,30 мм) кристаллы оранжево-красного цвета, непрозрачные, включенные главным образом в биотит.

Циркон — наиболее распространенный минерал в описываемых породах. Максимальное количество циркона установлено в биотитовых гранитах — 700 г/т и в гранодиоритах — 110 г/т.

В гранодиоритах преобладают мелкие кристаллы циркона длиннопризматической формы с острыми концами (0,01—0,1 мм). Циркон в гранодиоритах и отчасти в биотитовых гранитах представлен совершенно прозрачными, бесцветными, слабозелеными разновидностями.

Из всех породообразующих минералов только циркон приурочен преимущественно к биотиту.

Спектральным анализом циркона выявлено наличие фосфора (более 3%), что, по-видимому, связано с тонкодисперсными включениями в нем апатита (табл. 53).

Гранат. Большое количество граната зафиксировано в протолочках биотитовых гранитов (80 г/т), а в гранодиоритах встречаются еди-

Результаты спектрального анализа аксессуарных минералов из пород Таушанского интрузива (баллы)¹

Минерал	Номер пробы	Si	Al	Ca	Na	Fe	Mg	P	Ba	Sr	B	Mn	V	Ti	Cu	Pb	Zn
Ортит	8222	5	4-5	5	3	4	3	—	2	2	—	2-3	1	3	Сл.	—	—
Турмалин	8101	5	5	3-4	4	5	4-5	—	1	—	5	2	1	3	1	1	—
Гематит	8401	3	3	3	3	5	3	—	—	—	—	2-3	—	3	2-3	1	2
Сфен	8400	5	5	5	3	4	4	3	3	—	—	2	—	5	1	1	2
Циркон	8222	5	4	3	—	4	3	5	2	—	—	3	—	4	1-2	1	—
Апатит	8222	5	3	3	—	3	2-3	5	—	—	—	2	—	2	Сл.	—	2

Минерал	Номер пробы	As	Ni	Co	Sb	Mo	Sn	Be	Ce	La	Y	Gd	Vb	Zr	Hf	Ga	Cr
Ортит	8222	—	—	—	—	—	—	—	2	2	2	—	1	2	—	Сл.	—
Турмалин	8101	—	2	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1-2	Сл.	1	1
Гематит	8401	3	2	2	2	1	Сл.	—	—	—	—	—	—	1-2	—	1	—
Сфен	8400	1	1	—	—	—	1	Сл.	2	—	—	—	—	2-3	—	—	1
Циркон	8222	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	5	4	—	—
Апатит	8222	—	—	—	—	—	—	Сл.	—	—	—	—	—	5	—	—	—

¹ 5-1%; 4-0,5-1%; 3-0,1-0,5%; 2-0,01-0,1%, 1-0,1-0,005%. Сл.—меньше 0,005%.

ничные зерна. Акцессорные гранаты из гранитоидов имеют красноватые цвета в отличие от бледно-желтых гранатов из скарнов.

Показатель преломления граната — 1,81, что указывает на его принадлежность к серии алмадина.

Турмалин в описываемом массиве очень мало распространен. В биотитовых гранитах его содержание достигает 1,31 г/т, а в гранодиоритах наблюдаются лишь единичные зерна.

В шлихах турмалин встречается в виде осколков от темно-зеленого до черного цвета, излом неровный. В результате спектрального анализа (обр. 8101) в турмалине установлены: Fe, Al, B (1%); Mn (0,1%); Ti, Na, Mg (0,01%); Ga, Cr, Co, Cu, Pb (0,001%). Судя по этому, турмалин является железистым и относится к группе шерла (табл. 53).

Пирротин обнаружен в гранодиоритах (11 г/т), а в биотитовых гранитах наблюдается в единичных зернах. Минерал латуно-желтого цвета с металлическим блеском, излом раковистый, сильно магнитен.

Шеелит установлен в гранодиоритах. В ультрафиолетовых лучах люминесцирует нежно-голубым цветом. Цвет белый, блеск жирный.

Гематит встречается в биотитовых гранитах (27 г/т). Он представлен мелколистовой железной слюдкой темно-коричневого цвета, порошок имеет вишнево-красный цвет. В гематите обнаружены следующие элементы-примеси: Te, As, Cu (в десятых долях), Zn, Ni, Co, Sb (в сотых долях %). Заслуживает внимания наличие мышьяка и сурьмы (обр. 8401, табл. 53).

Петро-геохимические особенности гранитоидов Таушана

Интерпретация результатов 16 химических анализов по гранитоидным породам Таушана позволяет установить, что в графитизированных и мусковитизированных биотитовых гранитах (обр. № 9632) коэффициент железистости (по В. С. Соболеву) на 20% больше, чем в среднезернистых биотитовых гранитах (обр. № 8109) того же массива. Подобное повышение (на 17%) наблюдается при сравнении с аналогичными измененными породами Шайдарза.

Коэффициент железистости в гранодиоритах Восточного Кынгыра составляет в среднем 64,5% при колебании от 56,5 до 74,8%. Это почти аналогично гранодиоритам Актасты (68,06) и на 23% меньше, чем у биотитовых гранитов Западного Кынгыра.

Биотитовые граниты Западного Кынгыра менее ($Q=24\%$) насыщены кремнеземом, чем аналогичные породы Таушана.

Некоторое превышение количества калия над натрием в гранитоидах Таушана (табл. 54) указывает на калиевый характер их щелочности. В то же время общее количество калия и натрия во всех гранитоидных породах гор Кульджуктау ниже кларкового.

Исключение составляют диориты Актасты, где отношение K/Na почти на 74% больше кларкового, а в диоритах Зап. Кынгыра — на 47%.

Особенности содержания и распределения некоторых редких и малых элементов. Гранитоидные породы Таушана анализировались на свинец, цинк, медь, таллий, ниобий, тантал, уран, литий, рубидий и цезий (табл. 54).

Свинец в гранитоидных породах Таушана устанавливается (в пределах чувствительности хим. анализа), по данным 30 определений, не повсеместно.

Следует отметить, что биотитовые граниты Таушана содержат 0,02% Pb и порфириты Восточного Кынгыра — 0,03%. В остальных 27 пробах свинец не обнаружен. Приведенные содержания в 5—15 раз

больше кларковых значений для кислых пород (0,002%, по А. П. Виноградову). В биотитах из биотитовых гранитов Таушана концентрация Рb в 3 раза больше, чем в аналогичном минерале из мелкозернистых гранитов того же массива и в 2 раза больше, чем в амфиболах из диоритов Восточного Кынгыра.

Цинк в гранитоидных породах Таушана составляет от 0,01 до 0,02%, тогда как кларк его для кислых пород — 0,006% (по А. П. Виноградову).

Таблица 54

Распределение некоторых микроэлементов в гранитоидных породах Таушана, %

Элементы	Диорит	Гранодиорит	Биотитовый гранит	Лейкокра- товый гранит	Известняк	Сланцы, роговики
K	1,46	1,12	3,95	—	0,39	1,97
Na	1,75	1,71	1,92	—	2,02	0,8
Li	1,44	2,2	1,4	—	10,0	3,6
Rb	8,2	10,2	22,9	—	4,3	13,9
Cs	0,7	—	1,6	—	0,8	2,3
Pb	—	—	0,01	—	—	—
Zn	—	0,01	0,015	—	—	—
Tl	—	0,0005	0,0001	—	—	—
Nb ₂ O ₅	0,0025(1)*	0,012(7)	0,0075(5)	0,00125(1)	—	—
Ta ₂ O ₅	0,0015(1)	0,0088(8)	0,0047(5)	0,00075(2)	—	—
эквивалентный уран $n \cdot 10^{-3}$ %	15,0	36,0	26,5	18,0	—	20 0
U ($n \cdot 10^{-4}$ %)	0,5—3,2**	1,0—1,9	0,5—3,2	2,1—4,5	—	0,5—1,9
	1,0	1,4	1,8	3,5	—	0,92

* Количество проанализированных проб.

** В числителе пределы колебания урана, в знаменателе — их среднее значение.

При рассмотрении распределения цинка в гранитоидах Таушанского массива (табл. 54) видно, что содержание его увеличивается от диоритов и гранодиоритов (0,01%) к биотитовым гранитам (0,015%) и далее к пегматитам (0,02%). В гранодиоритах Восточного Кынгыра содержание цинка увеличивается в два раза по сравнению с аналогичными породами Таушана.

Если содержание цинка в амфиболах из диоритов Восточного Кынгыра составляет 0,02%, то в биотитах из биотитовых гранитов Таушана — 0,06%, а в биотитах из мелкозернистых гранодиоритов Восточно-Кынгырского массива — 0,07%. В биотитах из биотитовых гранитов содержание свинца в 6 раз превышает содержание того же элемента в породе, а цинка в 5,8 раза. При этом следует учесть, что кларк цинка для кислых пород больше кларка свинца в аналогичных породах в 3 раза.

Цинк-свинцовое отношение для биотитовых гранитов Таушана составляет 1,5%, что близко к аналогичному отношению (1,9%) для гранитов Киргизского хребта (Таусон, 1961).

Н и о б и й. Наблюдается общая тенденция уменьшения содержания пятиоксида ниобия в гранитоидных породах Таушана от древних пород к молодым. Оно колеблется от ниже кларкового ($1,2 \cdot 10^{-3}\%$) до $7,0 \cdot 10^{-3}\%$. Надкларковые содержания ниобия фиксируются в гранитоидных породах Таушана, а в породах Шайдаразы и Аягуджумды они ниже кларкового.

В измененных гранитоидных породах (хлоритизированный биотитовый гранодиорит и др.) Таушана наблюдается максимальное содержание пятиоксида ниобия ($50,0 \cdot 10^{-3}\%$).

Это может быть связано с несколько повышенным содержанием темноцветных минералов и сфена в рассматриваемых породах. Из предыдущих данных видно, что биотит, амфибол и сфен являются главными концентраторами титана. Ниобий по ряду геохимических свойств близок к титану и концентрируется в его минералах.

Гранодиориты Таушана содержат в 3 раза больше пятиоксида ниобия, чем аналогичные породы Восточного Кынгыра.

В гранодиоритах Таушана TiO_2 0,36% (табл. 54), а в аналогичных породах Восточного Кынгыра — 0,32%; при этом биотит из биотитового гранита Таушана содержит TiO_2 — 2,16%, тогда как биотит из гранодиорита Восточного Кынгыра — 1,72%.

Т а н т а л. Аналогично пятиокиси ниобия концентрация Ta_2O_5 уменьшается от древних пород к молодым диоритам и колеблется в широких пределах (от $7,5 \cdot 10^{-4}\%$ до $100,0 \cdot 10^{-4}\%$). В отличие от ниобия концентрация тантала больше кларка в 6 раз, хотя в различных гранитоидных породах гор Кульджуктау встречаются почти равные кларки содержания тантала (табл. 54).

Ниобий-танталовое отношение в гранитоидных породах гор Кульджуктау колеблется в пределах 1,0—1,7 и лишь в пегматитах составляет 5,0.

Отсюда следует, что если содержание ниобия в породах Кульджуктау близко к кларку, то содержание тантала в несколько раз завышено.

Лишь в породах Восточно-Кынгырского штока ниобий-танталовое отношение составляет 5,6—7,0.

Р а д и о а к т и в н ы е э л е м е н т ы. Проводимые полевые (гамма-съемка по профилям) и лабораторные (определение общей радиоактивности и количественного нахождения урана и тория в гранитоидных породах Таушана) исследования выявляют связь радиоактивных элементов с некоторыми петрогенными (К, Na и др.), а также с уран- и торий-содержащими акцессорными минералами и с общим характером эволюции магматического расплава.

Общая радиоактивность связана не только с ураном и торием, но зависит и от содержания калия.

Причем гамма-съемкой можно вести картировочные работы при расчленении различных петрографических типов пород. Наиболее четко в исследованных массивах выделяются биотитовые и двуслюдяные граниты, которые совместно с гранодиоритами резко отличаются по радиоактивности от диоритов и лейкократовых гранитов (табл. 54).

Породы жильной фации, как правило, обладают большой радиоактивностью (за исключением лампрофиров), чем породы главных фаз интрузий.

Лабораторные исследования 83 проб и образцов позволили выяснить не только природу радиоактивности, но и распределение радиоактивных элементов в самом массиве в целом и по отдельным формациям.

В породах центральных, периферических и экзоконтактных частей массива радиоактивность распределена следующим образом: если цент-

ральная часть массива характеризуется относительно спокойной радиоактивностью, то периферическая и экзоконтактная части имеют более повышенный фон. Причем это явление не повсеместно. Наибольшая разница наблюдается в массиве Таушан, наименьшая — в Шайдаразе.

Это связано, возможно, с процессом миграции радиоактивных элементов из гранитоидных массивов во вмещающие породы и она будет тем больше, чем больше пористость и трещиноватость вмещающих пород.

Люминесцентные анализы, выполненные для всех гранитоидных пород Таушана (83 анализа), показывают, что концентрация урана в общем закономерно увеличивается к концу дифференциации с заметным преобладанием в жильной фации по сравнению с породами главных фаз (табл. 54).

Выявленные пределы колебания и среднее содержание урана в гранитоидных породах четко отбивают не только отдельные фазы интрузии в каждом конкретном массиве, но и минералогические разновидности пород.

Сравнивая полученные результаты с кларковыми значениями по А. П. Виноградову, приходим к выводу, что гранитоидные породы Таушана и остальных интрузивов характеризуются пониженным содержанием урана.

Наблюдается корреляционная связь между общей радиоактивностью, содержаниями урана и калия. При этом в Западно-Кыргызском массиве она выражена менее отчетливо.

Распределение редких щелочей и таллия

Литий в породах Таушана имеет кларковые ($4 \cdot 10^{-3}\%$) и ниже кларковые содержания (табл. 54). В дифференциатах магмы литий проявляет слабую тенденцию к уменьшению в более поздних формациях. Это, возможно, связано с близостью кристаллохимических свойств с магнием и частично железом.

Рубидий распределен в гранитоидных породах аналогично литию, но в 3,5 раза превышает кларковое значение в диоритах Актасты и в 1,25 раза — в биотитовых гранитах Аякгуджумды (табл. 54).

В Шайдаразском штоке наблюдается полуторакратное превышение кларка рубидия в биотитовых гранитах и в 1,75 раза — в лейкократовых гранитах.

В остальных породах массивов содержание рубидия близко к кларку или ниже его значения.

Цезий в исследуемых гранитоидных породах повсеместно превышает кларковое значение от 1,4 раза в гранодиоритах Западного Кыргызра до 3 раз в биотитовых гранитах Таушана и до 12,4 раза в лейкократовых гранитах Шайдаразы.

Среднее содержание таллия в гранитоидных породах Таушана составляет $1,5 \cdot 10^{-4}\%$ (табл. 54). В биотитовых гранитах концентрация Тl равна кларковому значению, а в пегматитах превышает кларк на 14% ($1,7 \cdot 10^{-4}\%$), что не наблюдается ни в каком другом исследованном массиве Кульджуктау.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы о петролого-геохимических особенностях гранитоидов Таушана.

1. В гранитоидных породах среди жильных отщеплений пегматиты преобладают над аплитами.

2. Повсеместно развиты высокотемпературные процессы скарнирования, грейзенизации, графитизации и турмалинизации пород.

3. Содержание связанной воды в гранитоидных породах Таушана и Шайдаразы составляет в среднем 2,4%, что позволяет приближенно определить глубину их становления (3,5—4 км).

4. Абсолютный возраст массивов равен 260—270 млн. лет, что соответствует нижней перми.

5. Формирование массивов происходило на значительных глубинах. В настоящее время эрозией вскрыты лишь апикальные части более крупного плутона, расположенного на 500—1000 м ниже современного уровня эрозионного среза.

6. В массивах наблюдается широкий ореол контактового метаморфизма с развитием кварц-биотитовых и биотит-андалузитовых (хиастолитовых) разностей узловатых роговиков.

7. В эндоконтактных частях массива наблюдается увеличение количества акцессорных минералов, в частности апатита, сфена и магнетита, а размеры их кристаллов уменьшаются по сравнению с центральной частью массивов.

8. В центральных частях массива количество апатита, сфена и магнетита постепенно уменьшается, а количество циркона и ортита увеличивается.

В петрохимическом отношении гранитоидные породы Таушанского массива характеризуются резкой ненасыщенностью щелочами и относительно высокой железистостью.

9. Характерными чертами геохимии пород массивов являются:

а) повышенное (против кларков в 2—15 раз) содержание свинца, меди, цинка, ниобия, тантала, цезия;

б) кларковое и нижекларковое содержание калия, натрия, лития, рубидия, таллия, урана.

ГРАНИТОИДНЫЕ ПОРОДЫ ХРЕБТА СУЛТАНУИЗДАГ

До последнего времени исследования Султануиздага проводились главным образом в направлении стратиграфического расчленения слагающих его вулканогенно-осадочных образований, всестороннего изучения широко распространенных в хребте основных и ультраосновных пород, а также имеющих полезных ископаемых. Вопросы гранитоидного магматизма при этом затрагивались мало.

К исследованиям, в которых гранитоидный магматизм Султануиздага получил определенное освещение, относятся работы А. В. Пэка (1934—1936), В. А. Корнетовой (1949), К. Л. Бабаева (1953), А. М. Виленского (1958—1960), А. А. Кулеша, Г. Ю. Алферова, Р. И. Буртмана и др. (1956—1967), Ю. А. Лихачева, В. С. Владимирского, Э. В. Маловой, С. С. Шульца (1963 и др.).

В Султануиздаге известно шесть разрозненных массивов и небольших выходов магматических пород, относимых к гранитоидным. Это (с востока на запад) Кахралсайский массив (3 км²) гнейсированных гранитов, Джамансайский массив (2,5 км²) субщелочных пород, Актауский массив (20 км²) гранодиоритов, тоналитов, биотитовых и лейкократовых гранитов; Зенгибобинский, слабо денудированный выход (0,6 км²) кварцевых диоритов, Шейхджейлинский массив (1,5 км²) сильно измененных гранодиоритов и плагиогранитов, Кубатауский массив (4 км²) гранитов. Кроме того, некоторые исследователи под названием дарбазинских гранитов долгое время ошибочно описывали ультраметаморфически измененные породы низов султануиздагской свиты, а гнейсовидные вулканогенно-осадочные образования по левому борту Урусая считали «межпластовой Урусайской интрузией плагиогранодиоритов».

Представления различных авторов о возрастных взаимоотношениях гранитоидов Султануиздага сильно отличаются и нередко исключают друг друга.

Результаты проведенных нами работ (1962—1967), в частности определения абсолютного возраста (см. гл. II, табл. 3, 4) позволяют уточнить схему кислого интрузивного магматизма хребта и выделить среди магматических образований Султануиздага позднекарбово-раннепермский гранитоидный комплекс, представленный формациями: 1 — кварцевых диоритов; 2 — гранодиоритов, тоналитов; 3 — биотитовых гранитов; 4 — лейкократовых гранитов.

Указанные формации слагают Актауский массив, а также небольшие выходы на возвышенности Зенгебобо, Шейхджейли и в районе Дарбазатау. Кислые магматические породы других массивов не включены в данный комплекс. Тем не менее ниже дается их краткий обзор для того, чтобы были понятны мотивы, препятствующие возможности отнести их к гранитоидным формациям S_3 — P_1 комплекса.

Группа магматических тел гранитоидного облика

ПОРФИРОИДЫ УРУСАЯ

Впервые предположение о вулканогенном происхождении порфириодов Урусая высказал Л. С. Висьневский (1950).

Изучение этих, считавшихся ранее межпластовой интрузией пород позволило установить, что они распространены в Султануиздаге вдоль западного контакта западного поля Актауского массива и севернее, а также в центральной части хребта, в районе гряды известняков Дарбазатау. Приурочены к нижним горизонтам султануиздагской свиты (S_2)¹ по всему ее распространению и залегают в ядре определяющей структуры района — Султануиздагской антиклинали. Описываемые образования не имеют интрузивных контактов, не пересекают переслаивающиеся их, преимущественно, песчано-сланцевые отложения, не имеют раздувов, апофиз, не соединяются между собой даже в тех случаях, когда переслаивающиеся слои сланцев имеют мощность менее 1 мм, никак не воздействуют в экзоконтактах на боковые породы и не несут каких-либо изменений в эндоконтактах. В зависимости от степени метаморфизма порфириоды Урусая отличаются (иногда даже в пределах одного пласта по его мощности) по количественному составу и размерам слагающих породу минералов, не содержат реликтов первоначальных структур. Судя по определениям абсолютного возраста (455 млн. лет, среднее из 4-х определений в лаб. ИГ АН УзССР, Ф. Аскарлов и А. Бигаева) метаморфизованы еще в ордовикское время².

Исходя из вышеуказанного, можно предположить, что Урусайские слои являются вулканогенно-осадочными образованиями, отложившимися одновременно с переслаивающимися их терригенными песчано-сланцевыми отложениями (Казакевич, 1965).

¹ Стратиграфическое расчленение приводится по Ю. А. Лихачеву, В. С. Владимирскому, Э. В. Маловой, С. С. Шульцу (мл.).

² Последнее обстоятельство может свидетельствовать о досредне-ордовикском возрасте низов султануиздагской свиты.

Шейхджейлинский массив расположен в южной части одноименной возвышенности среди расланцованных средних и кислых эффузивов шейхджейлинской свиты (D_2-3), претерпевших зеленокаменное изменение. Слабо денудированные выходы пород массива вытянуты вдоль мощной зоны гидротермально измененных эффузивов и пространственно приурочены к проходящему здесь субмеридиональному разлому, видимо, неоднократно обновлявшемуся. Не исключено, что на глубине Шейхджейлинский массив представляет собой крупное тело, о чем свидетельствуют геофизические наблюдения (устное сообщение В. Борцова и Е. В. Косяка).

Массив сложен в своей основной массе гранодиоритами, а в юго-западной части — плагиогранитами. Макроскопически гранодиориты представляют собой порфиоровидные среднезернистые породы зеленовато-серого цвета. Состоят из плагиоклаза (основной олигоклаз), биотита, кварца, реликтов альбитизированного микроклина, роговой обманки. Плагиограниты отличаются лейкократовостью и большим содержанием кварца. Из аксессуарных отмечены пирит (109,8 г/т), рутил (27 г/т), апатит (18,5 г/т), магнетит (7 г/т). Плагиоклазы почти полностью серицитизированы, карбонатизированы, эпидотизированы и альбитизированы. Микроклин замещен шахматным альбитом. Биотит хлоритизирован и карбонатизирован с выделением рудной пыли. Все породы сильно катаклазированы и под микроскопом в них повсеместно наблюдаются участки и зонки дробления, состоящие из мелкодробленного кварца, а также вторичных минералов — серицита, карбоната, хлорита, эпидота.

В шлифах часто встречаются реликты зерен, претерпевших процесс интенсивной опацизации. Вероятно распаду были подвержены зерна роговой обманки. Это особенно хорошо видно в тех случаях, когда процесс опацизации затрагивал по спайности и внутренние части зерен. При этом возникал как бы скелетный кристалл магнетита, по которому можно предполагать, что угол спайности первичного минерала равен 54° .

Повышенное содержание пирита в породах объясняется, видимо, широким развитием в них процессов пропилитизации — замещением первичных цветных минералов хлоритом, эпидотом, кальцитом, серицитом с одновременным образованием пирита и альбитизацией полевых шпатов. Пропилитизация в Шейхджейли представляет определенный поисковый интерес на золото, особенно если принять во внимание проходящую здесь широкую зону гидротермально измененных «осветленных» пород и имеющиеся признаки золотоносности.

Кахралсайский массив плагиогранитов расположен в северо-восточной части хребта, где он в виде полосы длиной до 7 км протягивается по разлому вдоль северного контакта приуроченных к этому же разлому, но более древних по времени внедрения, основных и ультраосновных пород, к настоящему времени превращенных в амфиболиты и серпентиниты. Меньший выход плагиогранитов имеется и вдоль южного контакта последних. Граниты Кахралсая состоят из олигоклаза (50—60%), кварца (25—30%), микроклина (5—10%) и биотита (до 5%). Кроме того, в эндоконтактных частях массива в результате ассимиляции боковых пород в гранитах отмечаются зерна амфибола.

Аксессуарные представлены гранатом, турмалином, апатитом, магнетитом. Вторичные изменения выражены хлоритизацией и эпидотизацией биотита. Форма и характер расположения гранитов Кахралсая свидетельствуют о том, что их механизм внедрения обусловлен повторными подвижками по глубинному разлому, первоначально выполненному базитами и гипербазитами, контакты которых при этом были сорваны.

В свою очередь гнейсированность и широко развитый в гранитах катаклаз говорят о том, что подвижки по разлому происходили и в более позднее время. Плагииграниты Кахралсая А. А. Кулеш, Р. И. Буртман и др. отнесли к плагиигранитной формации и предбатолитового габбро-плагиигранитного комплекса. К этой же формации, видимо, относятся и плагииграниты на возвышенности Шейхджейли.

Джамансайский интрузив в субщелочных породах расположен в центральной части Султануиздага, в верховьях одноименного сая. В структурном отношении он приурочен к линии резкого изгиба метаморфических толщ хребта с субширотного простирания на востоке на субмеридиональное на западе и в плане повторяет этот изгиб.

Интрузив представляет собой крупный крутопадающий шток и находится среди пород джамансайской свиты (S_2-D_1).

По данным А. Ф. Свириденко, интрузив имеет зональное строение. Центральная часть массива сложена гранитами, постепенно сменяющимися к периферии кварцевыми сиенито-диоритами и далее сиенито-диоритами. Среди сиенито-диоритов им отмечены небольшие участки габбро-сиенитов. Наиболее широко распространены сиенито-диориты. Это среднезернистые зеленовато-серые породы, характеризующиеся отсутствием или незначительным содержанием кварца. Состоят из андезина (до 60%), калишпата (15—20%), амфибола (до 20%), биотита (до 3%); акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон, рудный минерал. Вторичные: шахматный альбит по микроклину, а также эпидот, хлорит, серицит, мусковит, актинолит, кальцит. Структура породы гипидиоморфнозернистая, а в переходных зонах к сиениту близка к мондонитовой.

По мнению Я. С. Висьневского, Джамансайский массив сложен породами краевой фации расположенного северо-западнее расслоенного Теминбулакского массива базитов и гипербазитов. А. Ф. Свириденко установил (1964), что породы, аналогичные Джамансайским, действительно участвуют в строении Теминбулакского массива, образуя в нем дайкообразные тела, относимые им к последней фазе формирования Теминбулакского интрузива. Пространственная и генетическая связь этих пород позволили ему объединить оба массива в один среднекарбонный комплекс, в котором субщелочные породы Теминбулака и Джамансая относятся к заключительной его фазе.

Комплекс гранитоидных интрузий позднего палеозоя

Описываемый комплекс гранитоидов включает четыре формации интрузивных пород, представленных в возрастной последовательности кварцевыми диоритами, гранодиоритами, биотитовыми гранитами и лейкократовыми гранитами.

Нижняя возрастная граница формаций комплекса определяется прорыванием ими отложений султануиздагской (S_1 ?), свиты. Верхний возрастной предел — трансгрессивно налегающими на гранитоиды отложениями мела. Определения абсолютного возраста пород (табл. 2) показывают интервал во времени от 302 до 243 млн. лет, что соответствует по геохронологической шкале 1964 г. верхнему карбону — нижней перми.

Вмещающими породами главным образом являются терригенные и вулканогенно-осадочные отложения наиболее древней в хребте султануиздагской свиты (по данным М. И. Ахмеджанова и Э. Базарбаева, 1967, возраст свиты условно датируется как верхнепротерозойский).

Нижняя часть султануиздагской свиты сложена кварц-биотитовыми, амфиболовыми, слюдисто-гранатовыми сланцами, биотитовыми и двуслюдяными гнейсами и многократно переслаивающимися с ними слоями метаморфизованных гнейсовидных пород вулканогенно-осадочного генезиса типа плагиоклазового порфирита.

Граница расположенной выше верхней части султануиздагской свиты проходит по известнякам Дарбазатау, прослеживающихся затем вдоль западного контакта Актауского массива. Здесь также встречаются пласты плагиоклазового порфирита, но в основном присутствуют кварцевые песчаники и алевролиты, черные углисто-кремнистые сланцы, кварциты и отмечаемые только здесь прослои андалузитово-гранатовых сланцев. Верхняя граница свиты определяется мощным (до 150 м) горизонтом известняков, оконтуривающих сводовую часть султануиздагской антиклинали.

Отложения свиты метаморфизованы до амфиболитовой фации (А. М. Виленский, 1958) и являются наиболее глубоко метаморфизованными породами Султануиздага. Определения абсолютного возраста по биотиту из слоев плагиоклазовых порфиритов — 455 млн. лет — свидетельствуют об ордовикском возрасте метаморфизма пород. Подтверждение древнего возраста метаморфизма дополнительными анализами, в частности, широко развитых здесь биотитовых гнейсов, позволило бы поставить вопрос о позднекаледонском возрасте проявления главной фазы складчатости в Султануиздаге и о несогласном залегании, в результате перерывов в осадконакоплении, на этих древних отложениях вулканогенных кахралсайской и шейхджейлинской свит D_{1-3} (конгломераты Казансая?).

ФОРМАЦИЯ КВАРЦЕВЫХ ДИОРИТОВ

Кварцевые диориты имеют небольшой выход на возвышенности Зенгибобо в западной части Султануиздага. Диориты и кварцевые диориты в краевых частях блоков-ксенолитов габброидных пород среди гранодиоритов западного поля Актауского массива являются контактированными разностями габброидов и к описываемой формации не относятся.

Выход кварцевых диоритов в Зенгибобо (0,5 км²) представляет собой вытянутый в меридиональном направлении небольшой, но хорошо видимый на местности холм. Он приурочен к тектоническому контакту между отложениями нижней части джамансайской свиты (S_2-D_1), фиксирующихся в виде меридионально вытянутого блока, ограниченного с востока урусайским разломом и образованиями шейхджейлинской свиты (D_{2-3}). Вмещающими породами являются зеленокаменно измененные порфиroidы и кварцевые альбитофиры, перемежающиеся с хлорит-эпидотовыми, хлорит-эпидот-роговообманковыми и хлорит-альбитовыми апоэффузивными сланцами шейхджейлинской свиты.

Едва вскрытый денудацией выход Зенгибобо сложен среднезернистыми массивными породами темно-серого или темно-зеленого цвета, представленными катаклазированными, измененными кварцевыми диоритами и по петрохимическому и минеральному составу наиболее близкими к выделяемым в других районах Западного Узбекистана образованиям первой интрузивной фазы. В связи с тем, что эрозией вскрыты только самые верхние части выходов этих пород, они изучены лишь в эндоконтактных частях, непосредственно примыкающих к контакту с вмещающими апоэффузивными сланцами, что, видимо, и явля-

ется причиной их различного состава, меняющегося от гранодиоритов и кварцевых диоритов до диоритовых порфиритов и габбро-порфиритов.

Главнейшие составные части наименее гибридных различий представлены плагиоклазом № 30—35 (40—60%), биотитом (до 20%), роговой обманкой (до 12%), кварцем (3—12%). Аксессуары — сфен (521 г/т), гетит (28 г/т), магнетит (0,8 г/т), пирит (0,4 г/т). Вторичные минералы карбонат, эпидот, соссюрит, хлорит, альбит, микроклин, биотит.

Плагиоклаз (андезин до олигоклаза) образует неправильные, реже таблитчатые зерна размером до 3 мм. Интенсивно разложен, карбонатизирован, соссюритизирован, альбитизирован. Биотит зеленый до буроватого, часто развивающийся как вторичный по роговой обманке. Роговая обманка присутствует не всегда, но иногда составляет до 12% объема породы. Кварц в основном наложенный (окварцевание). Структура породы гипидиоморфнозернистая.

ФОРМАЦИЯ ГРАНОДИОРИТОВ

Среди гранитоидных пород Султануиздага эта формация на данном эрозионном срезе имеет наибольшее распространение, слагая основную часть самого крупного в хребте Актауского массива. Характерной особенностью описываемой формации является гибридный состав пород ее главной интрузивной фазы, в доступных непосредственному наблюдению краевых частях интрузива.

Положение гранодиоритов определяется прорыванием их штоками и жилами биотитовых и лейкократовых гранитов третьей и четвертой интрузивных фаз. Абсолютный возраст (табл. 3—4) и аналогия с выделенными в Западном Узбекистане (Хамрабаев, 1958) породами второй интрузивной фазы комплекса C_3 — P_1 подтверждает отнесение формации гранодиоритов Султануиздага к указанному комплексу.

Взаимоотношения описываемой формации и вообще пород гранитоидного комплекса C_3 — P_1 в Султануиздаге с более древними интрузивными образованиями выражаются в наличии в гранодиоритах крупных (до 2 км²) глыб ксенолитов габброидных пород, видимо, среднекарбонового возраста (табл. 2), а также в связанных с гранитоидами постмагматических изменениях в еще более древних, доскладчатых базитах и гипербазитах на востоке хребта.

Актауский массив¹ расположен в центральной части хребта Султануиздаг, вдоль южной границы с мезо-кайнозойскими отложениями. Широкой долиной устья Джамансая интрузив разделен на западное (14 км²) и восточное (6 км²) поля, которые, судя по отдельным выходам среди аллювиальных наносов сая, соединяются. Массив приурочен к месту резкого перегиба осадочных и вулканогенных пород Султануиздага от широтного простираения на востоке до почти меридионального на западе и залегает в ядре Султануиздагской антиклинали. Полого падающая на юг кровля интрузива, хорошо фиксирующаяся в промоинах саев среди перекрывающих мезо-кайнозойских отложений, и данные бурения двух буровых скважин свидетельствуют о продолжении массива в этом направлении. Это подтверждается последними геофизическими данными, выявившими главное распространение интрузива к югу и юго-востоку от устья Джамансая (устное сообщение В. Борцова, Е. В. Косяка, Самаркандский геофизический трест).

Морфология и особенности внутреннего строения западного и восточного полей Актауского массива свидетельствуют о том, что западное

¹ Одноименный массив известен также и в Юж. Нуратау и был описан выше.

поле является акмолитовидной апофизой расположенного южнее основного тела интрузива. Об этом говорит также его конкордантное залегание среди вмещающих пород, анизотропное строение, выражающееся в наличии линий течения и гнейсовидной текстуры в гранодиоритах, совпадающих с вытянутой формой тела. Преимущественное расположение даек и жил вдоль видимых его границ, подтверждает их действительный эндоконтактовый характер, что наряду с очертаниями ореола экзоконтактовых изменений во вмещающих породах, позволяет судить о почти вертикальном падении северных контактов и о выклинивающейся в плане форме. Геофизическими методами установлено также выклинивание западного поля на глубине (В. Борцов, Е. В. Косяк).

Восточное поле Актауского массива по своему внутреннему строению является апикальной частью основного тела Актауского интрузива. В связи с этим оно более выдержано по вещественному составу и сложено в основном однообразными порфиroidными биотитовыми гранодиоритами лейкократового облика. В отличие от него западное поле сложено двумя разновидностями гранодиоритов, лейкократовых и меланократовых (контаминированных), не имеющих типичных интрузивных контактов.

Меланократовые гранодиориты с большим количеством темноцветных (биотита) и более крупнозернистые, на настоящем уровне эрозионного среза (очень незначительном) широко развиты в эндоконтактовых частях западного поля и в меньшей степени в центральных его частях вблизи кровли. По своей меланократовости и сильной выветрелости они отличаются от проплавивших их лейкократовых гранодиоритов. Последние в виде штокообразных, нередко изометричных, но чаще неправильной формы выходов, отмечаются повсеместно, составляя большую часть западного поля. Отмечены случаи их выхода (район топоника) в виде широких дайкообразных полос — апофиз в экзоконтакты массива.

В юго-восточном эндоконтакте поля имеется небольшой, диаметром в 3 м изометричный шток этих гранодиоритов с признаками развальцевания и скорлуповатого строения вмещающих меланократовых выветренных гранодиоритов первой порции магмы. По составу более поздние гранодиориты характеризуются только лейкократовостью. В контактах со сланцами они обладают гнейсовидным строением, выраженным более ярко и определенно, чем у гранодиоритов раннего внедрения, в которых ориентированное расположение чешуек биотита нередко вообще не наблюдается. Переходы между обеими разновидностями гранодиоритов в большинстве случаев постепенные и очень редко, на небольшом протяжении контакта, сравнительно резкие, тут же переходящие в постепенные.

Главными породами описываемой формации являются массивные среднезернистые порфиroidные биотитовые гранодиориты. Они состоят из плагиоклаза № 28—35 (50—60%), кварца (20—30%), биотита (13—15%). Следует подчеркнуть почти полное отсутствие калиевых полевых шпатов (до 5%) и роговой обманки, которая установлена лишь вблизи ксенолитов габброидных пород. Акцессорные минералы: сфен (7 кг/т), апатит (350 г/т), циркон (90 г/т), пирит (60 г/т), гематит, (60 г/т), магнетит (2 г/т). Вторичные минералы представлены эпидотом, карбонатом, серицитом, хлоритом, мусковитом, рудным минералом.

Структура породы порфиroidная с гипидиоморфнозернистой основной массой, местами катакластическая.

Несколько иной состав имеют породы описываемой формации на контакте с ксенолитами габброидных пород. Эти гибридные породы близки по составу к биотитово-роговообманковым кварцевым диоритам, но с избытком кварца. Содержат плагиоклаз № 32—35 (до 70%), кварц

(до 20%), биотит (до 15%), а также непостоянное количество ксенокристов роговой обманки, а иногда и единичные зерна пироксена, интенсивно замещающиеся роговой обманкой, которая в свою очередь замещается биотитом. Из аксессуарных резко возрастает количество апатита и сфена.

Почти повсеместно гранодиориты обладают плоскопараллельной текстурой, выражающейся ориентированным расположением чешуек биотита, полностью согласующимся с удлинённой формой западного и восточного полей Актауского массива и в то же время с элементами залегания вмещающих сланцев. Учитывая большое количество ксенолитов и останцов сланцевой кровли в Актауском массиве на данном уровне его эрозионного среза, гибридный характер гранодиоритов в эндоконтактах и присутствие в них ксенокристов граната и амфибола, можно считать, что такая текстура гранодиоритов является унаследованной в результате ассимиляции вмещающих сланцев на месте становления интрузива. Менее отчетливо выраженная ориентировка чешуек биотита в кварцевых диоритах из контактов с ксенолитами массивных габбро-диоритов подтверждает это. Однако наличие в породах описываемой формации катакластической, реже милонитовой структур и нередко переотложенный характер чешуек биотита, образующих вытянутые скопления, свидетельствуют о том, что немалое значение в образовании плоскопараллельной текстуры гранодиоритов имеет разнейсованность пород, возникшая в результате одностороннего давления, приведшего к перекристаллизации биотита уже после становления интрузива. При этом процессы перекристаллизации лишь усилили первичное плоскопараллельное расположение чешуек биотита, не изменив их первоначальной ориентировки.

Жильные породы формации гранодиоритов представлены порфирировидными гранодиорит-аплитами, гранит-аплитами, а также диоритовыми порфиритами. Все они различаются как морфологически, так и расположением в Актауском массиве. Гранодиорит-аплиты слагают жилы мощностью до 3 м и протяженностью до 300 м, располагаясь в эндоконтактах западного и восточного полей массива перпендикулярно или под небольшим углом к контактам и во вмещающие породы не переходят. У контактов их мощность максимальная и по мере удаления в глубь массива постепенно уменьшается до полного выклинивания. В большинстве случаев от жил отходят многочисленные апофизы, протягивающиеся или параллельно основной жиле или под острым углом к ней. Аплиты развиты незначительно и слагают маломощные (до 10 см) ветвящиеся или сетчатые прожилки. Они встречаются в различных частях массива. По мощности выдержаны хорошо, но быстро выклиниваются. Дайки диоритовых порфиритов с переходами в керсантиты отличаются от других жил расположением не только в теле массива, но и глубоким проникновением во вмещающие породы. Они хорошо выдержаны по мощности (до 5 м) и простираются, протягиваясь иногда (дайка поперек западного поля) на 1 км. Дайки секут порфирировидные гранодиорит-аплиты, гранит-аплиты, а во вмещающих сланцах — послойные безрудные жилы молочно-белого кварца; в свою очередь пересекаются жилами лейкократового гранита. Определенного общего простираения для этих даек не отмечено. Постмагматические изменения в породах описываемой гранодиоритовой формации развиты незначительно и выражены слабым развитием процессов альбитизации, хлоритизации и эпидотизации.

Контактовое воздействие интрузива проявилось в образовании широкого (до 500 м) ореола контактовых биотитовых роговиков, пятнистых, гранатовых и гранат-андалузитовых сланцев, графитистых сланцев

за счет углистых и перекристаллизации известняков с обособлением углеродистого вещества в виде мелкой вкрапленности в случае их битуминозности.

ФОРМАЦИЯ БИОТИТОВЫХ И ДВУСЛЮДЯНЫХ ГРАНИТОВ

Породы данной формации распространены незначительно. Они слагают мелкие штоки и дайки в восточной части Актауского массива, где прорывают гранодиориты восточного поля и вмещающие отложения султануиздагской свиты южного экзоконтакта (кровли) массива.

Как и в других районах Западного Узбекистана, породы описываемой формации подвержены процессам мусковитизации с образованием двуслюдяных гранитов. В случае глубокого преобразования биотитовых гранитов их трудно отличить от мусковитизированных лейкократовых гранитов следующей, четвертой интрузивной фазы. Однако наличие неизмененных реликтов породы, постепенные переходы ее в более мусковитизированные разновидности, а также характер развития мусковита по биотиту и присутствие не полностью замещенных чешуек последнего, позволяют выделять эту формацию среди пород четвертой фазы.

Наименее измененные биотитовые граниты отмечены в виде штока, прорывающего гранодиориты в средней части восточного поля Актауского массива. Шток биотитовых гранитов образует в гранодиоритах хорошо видимый на местности изометричный холм (Д-50 м). Восточнее расположен еще один шток меньшего размера. К югу от штоков, не соединяясь с ними непосредственно на поверхности, протягивается в широтном направлении дайка мусковитизированных биотитовых гранитов. Далее по простиранию она выходит во вмещающие породы султануиздагской свиты, прорывая последние вкрест простирания. Мощность дайки составляет до 1 м, протяженность около 300 м. В обе стороны от дайки отходят многочисленные апофизы, иногда послойные, но большей частью секущие сланцы под острым углом. Аналогичные выходы мусковитизированных биотитовых гранитов имеются в юго-восточном окончании поля, а также южнее гряды известняков Дарбазатау. В западной части Актауского массива выходы биотитовых гранитов не отмечены.

Биотитовые граниты внешне представляют собой красноватые массивные мелкозернистые слабо порфирированные породы с небольшими выделениями полевого шпата и нередко с вкрапленностью гематита или пустотами выщелачивания с охрами лимонита. Их минеральный состав: плагиоклаз (олигоклаз) — до 35%, микроклин (25—30%), кварц (35—40%), биотит (4—8%). Кроме того, часто содержится 1—2% мусковита и порода приобретает состав двуслюдяного гранита. Акцессорные представлены гематитом (до 140 г/т), апатитом (70 г/т), цирконом (4 г/т). Структура гипидноморфнозернистая или порфирированная.

ФОРМАЦИЯ ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ГРАНИТОВ

В позднепалеозойском гранитоидном комплексе Султануиздага формация лейкократовых гранитов является четвертой интрузивной фазой, самой поздней среди всех гранитоидов хребта, включая, видимо, и кубатауские граниты, положение которых в общей схеме магматизма пока еще не совсем ясно.

Лейкократовые граниты слагают незначительную площадь Актауского массива. Отмечаются они в виде даек и мелких штоков как в восточном, так и в западном поле, а также в их экзоконтактах среди отложений султануиздагской свиты. На современном уровне эрозионного среза и в условиях полной задернованности большей части Актауского

массива мезо-кайнозойскими отложениями, выходы лейкократовых гранитов по масштабам распространенности и по размерам отдельных тел превосходят биотитовые граниты. Характер распределения на изучаемой площади постмагматических процессов, связанных с лейкократовыми гранитами, свидетельствуют о тяготении основной массы их выходов, так же как и биотитовых гранитов предыдущей интрузивной фазы, к северо-восточному экзоконтакту видимой части Актауского массива.

Такое территориальное смещение в проявлении заключительных интрузивных фаз (гранитов) к юго-востоку и преимущественное развитие здесь их постмагматических процессов, по-видимому, отражает определенную закономерность, и, возможно, связано с размещением в этой части Султануиздага еще не вскрытого денудацией основного тела интрузива.

Внешне лейкократовые граниты представляют собой светло-желтые массивные мелкозернистые породы. Минеральный состав характеризуется обилием решетчатого микроклина (до 40%), плагиоклаза, представленного альбитом или альбит-олигоклазом (30—35%) и незначительным количеством биотита (2—3%), как правило мусковитизированного. Аксессуарные — гранат (120 з/т), рутил (2 з/т), а также в незначительных количествах циркон, апатит и эпизодически турмалин. Структура гипидиоморфнозернистая, участками микропегматитовая.

Среди лейкократовых гранитов выделяются среднезернистые разновидности розового цвета (шток в юго-западном экзоконтакте западного поля), полевошпатовая часть которых сложена преимущественно решетчатым микроклином.

Для пород описываемой формации характерно широкое развитие процессов мусковитизации. В тех случаях, когда мусковитизация помимо биотита распространяется и на полевые шпаты, возникают образования, близкие к грейzenам (район Дарбазатау). Другой особенностью является почти повсеместное присутствие в лейкократовых гранитах шлировидных пегматитов с гранатом и турмалином. Обычно это небольшие гнездообразные участки в выклинивающихся частях апофиз, жил, реже линзовидные обособления в главном теле жилы. В последнем случае содержание граната и турмалина в них незначительное.

К жильным породам формации лейкократовых гранитов относятся пегматиты двух генетических типов: пегматиты магматического генезиса и сложно-замещенные метасоматические.

Магматические пегматиты распространены главным образом в районе южнее гряды Дарбазатау в юго-восточном экзоконтакте (кровле) восточного поля. Они представляют собой не крупные жилы (5—40 см) и прослеживаются не более, чем на 15—20 м, часто меняя мощность и простирание. Обычно они залегают почти согласно со слоями султануиздагской свиты, среди которых и наблюдаются. В связи с этим простирание жил близко к широтному, а падение крутое (80—85°) на север и северо-восток.

По минеральному составу жилы рассматриваемых пегматитов не отличаются от лейкократовых гранитов; разница заключается в крупнозернистой, пегматитовой структуре породы. Они также состоят из кварца, микроклина, кислого плагиоклаза и слюд. В виде редких скоплений отмечаются гранат и турмалин.

Метасоматические редкометалльные пегматиты территориально также приурочены к участку преимущественного развития лейкократовых гранитов, слагая султануиздагское пегматитовое поле в районе Кызылсая. Кроме этого, основанием их к формации лейкократовых гранитов служит комплекс аксессуарных минералов, аналогичный таковому в гранитах и данные определения абсолютного возраста (255 млн.

лет) по мусковиту из пегматитовых жил, свидетельствующие об их наиболее молодом и, в то же время, совпадающем с гранитоидным комплексом S_3-P_1 возрасте (табл. 2). Однако, учитывая сложно-замещенный характер пегматитов, следует считать их связь с лейкократовыми гранитами парагенетической.

Кроме вышеуказанных, в Актауском массиве и во вмещающих породах имеется еще одна группа жильных тел, генетическая принадлежность которых к описываемому гранитоидному комплексу пока недостаточно ясна. Это, дайки гранит-порфиров с постепенными переходами в диоритовые порфириты.

Дайки имеют северо-восточное простирание ($30-40^\circ$), крутое падение на юго-восток и наиболее широко развиты среди останцев кровли южной части западного поля Актауского массива. Отсюда они прослеживаются далее на северо-восток через долину Джамансай в центральную часть хребта, к северу от восточного поля Актауского массива. Для них характерно кулисообразное залегание и секущее положение относительно вмещающих отложений (до 90°).

Дайки хорошо выдержаны по мощности, однако наблюдается ее постепенное нарастание по мере их простирания к северо-востоку от 2—3 м на юго-западе до 15 м на северо-востоке. Большинство их сконцентрировано в пределах полосы, общая протяженность которой превышает 9 км при ширине 0,5 км. Длина самих даек при этом, благодаря их кулисообразной форме, различная, однако наиболее крупная (северная) дайка протягивается почти по всей длине полосы, причем в северо-восточном окончании изменяет падение на северо-западное. Аналогичные единичные дайки такого же простирания отмечены за пределами вышеуказанной полосы.

Гранодиорит-порфиры — мелкозернистые серые или зеленовато-серые, массивные, реже слабо гнейсированные породы с микропорфировой структурой. В порфировых выделениях грубо таблитчатой формы — основной олигоклаз. Мелкозернистая масса состоит из ксеноморфных зерен кварца, плагиоклаза, биотита, мусковита. Акцессорные — апатит, пирит. Вторичные — хлорит, эпидот, карбонат. Дайки секут габбро-диориты, находящиеся в виде ксенолитов в гранодиоритах западного поля Актауского массива. В северо-восточной части своего распространения они вместе с вмещающими отложениями джамансайской и кахралсайской свит пересекают находящиеся в последних согласные кварцевые жилы молочно-белого безрудного кварца. В западном борту Джамансай дайки гранодиорит-порфиров многократно секутся жилами розовых гранит-аплитов, являющихся жильной фацией гранитоидного комплекса. Здесь же и восточнее дайки пересекаются ветвящимися тонкими (до 5 см) прожилками прозрачного кварца с чешуйками мусковита, налетами медной зелени и пустотами выщелачивания, выполненными лимонитом. Вдоль этих прожилков в диоритовых порфиритах отмечается мусковитизация.

Характер распространения малых и редких элементов

Ниже кратко охарактеризовано распределение в гранитоидных породах Султануиздага следующих элементов: лития, рубидия, цезия (определения выполнены методом фотометрии пламени в химической лаборатории ИГиГ АН УзССР аналитиком Э. Мамонтовой, пороговая чувствительность метода 0,0005%), бериллия, титана, циркония, ванадия, меди, свинца, галлия (определения выполнены в спектральной лаборатории ИГиГ АН УзССР спектральным полуколичественным методом

аналитиками М. Я. Камзон, Е. Д. Гуртенберг и С. В. Гуськовой с пороговой чувствительностью 0,001 %, на медь 0,0001 %). Содержания остальных обнаруженных в гранитоидных породах элементов не приводятся в связи с их низкими концентрациями и недостаточной чувствительностью примененных методов.

Литий среди рассматриваемых гранитоидных пород Султануиздага дает содержания ниже кларков для соответствующих типов пород. Большинство проб почти не содержат лития или содержат его в количествах более низких, чем кларковые. Незначительно повышаются его концентрации в породах каждой последующей интрузивной фазы гранитоидного комплекса C_3-P_1 (0,0014—0,0018%), причем в кварцевых диоритах первой фазы содержание лития равно его содержанию в лейкократовых гранитах (0,0018%). Это свидетельствует о том, что в ходе развития магматизма накопления лития не происходило; даже в редкометалльных пегматитах его ничтожно мало (В. А. Корнетова). В то же время условия для литиевого минералообразования в пегматитах в период их альбитизации и грейзенизации были, о чем свидетельствуют присутствующие в небольшом количестве минералы сподумен и амблигонит.

В ксенолитах габброидных пород содержание лития составляет 0,0012 %, в ранних кварцевых и кварц-полевошпатовых жилах и плагногранитах Шейхджейли — 0,00055 %, в кварцевых диоритах — 0,0018 %, в гранодиоритах 0,0014 %, в биотитовых гранитах — 0,0015 и в лейкократовых гранитах 0,0018 %. В поздних кварцевых жилах — 0,002 %, что связано, по-видимому, с их частичной грейзенизацией.

Во вмещающих осадочно-метаморфических породах содержание лития также незначительно и снижается от султануиздагской свиты (среднее по свите — 0,003 %) к шейхджейлинской (0,001 %); при этом в гидротермально измененных и глинистых породах его содержание более высокое (0,003—0,0045 %).

Основываясь на вышеприведенном материале можно утверждать, что практически интересные концентрации лития в пределах изученного района Султануиздага отсутствуют.

Самые высокие содержания рубидия установлены в измененных лейкократовых гранитах (в среднем 0,064 %); в пегматитовых жилах, лейкократовых гранитах, гранит-аплитах и аплитах около 0,01 %. В других гранитоидах концентрация рубидия снижается почти до 0,0015 %. В ксенолитах габбро-амфиболитов и ранних кварцевых и кварц-полевошпатовых жилах рубидия мало (0,0035—0,0005 %).

Породы первой интрузивной фазы комплекса C_3-P_1 характеризуются относительно низким содержанием рубидия (0,018—0,0015%), второй — более высоким (0,025—0,004%), третьей — примерно таким же, что и второй фазы (0,011—0,006), четвертой — наиболее высокими (0,064—0,0106%).

Наблюдаются непропорциональное изменение среднего содержания рубидия по отношению к калию. Это, видимо, объясняется, тем, что рубидий в описываемых породах связан не только с калием.

Частота встречаемости рубидия в гранитоидных породах приближается к 100 %, за исключением кварцевых диоритов и поздних кварцевых жил (46—70 %).

Изученные породы, кроме постмагматически измененных, в том числе калишпатизированных жильных лейкократовых гранитов и кварц-микрклиновых пегматитов с грейзенами, в которых встречаются двойные и тройные кларки концентраций, не содержат высоких концентраций рубидия.

Изучение цезиеносности изверженных пород гранитоидного ряда показало относительно высокие его концентрации в лейкократовых грани-

тах, поздних кварцевых жилах и пегматитах (0,0018—0,0012%), меньшие — в лейкократовых измененных гранитах и гранодиоритах (0,0006—0,0005%) и минимальные (следы) — в остальных породах. В ксенолитах габброидных пород цезия также очень мало (0,0006%).

В формациях гранитоидного комплекса $C_3 - P_1$ цезий распределяется следующим образом: кварцевые диориты первой интрузивной фазы по цезию почти стерильны (следы при чувствительности анализа 0,0003%), в гранодиоритах цезия несколько больше (0,0005%), породы третьей фазы также почти не содержат цезия (следы) и только в лейкократовых гранитах четвертой фазы содержания цезия несколько повышены (0,0018—0,0012%).

Цезиеносность гранитоидных пород не повсеместная; многие пробы не содержат цезия. Коэффициент цезиеносности только в лейкократовых гранитах приближается к 90%, а в кварцевых диоритах, гранодиоритах и биотитовых гранитах равен соответственно 10,25 и 65%.

Средние содержания цезия в гранитоидах выше его кларковых содержаний для данных типов пород. Все это позволяет считать, что интрузивные породы поздневарисского магматизма в Султануиздаге имеют некоторые признаки нахождение сравнительно высоких концентраций цезия, особенно среди формаций заключительных интрузивных фаз.

Данные по бериллиености описываемых пород основываются на полуколичественном спектральном анализе проб при чувствительности в 0,001% (следы). Результаты анализов показали низкие содержания бериллия. Большая часть проб оказалась с пометками «следы» и «не обнаружено», а меньшая — с содержаниями, не превышающими 0,003%. Таким образом, при данной чувствительности анализов никаких закономерностей в поведении бериллия не выявляется. Можно только констатировать, что общий фон бериллиености по сравнению с принятыми для соответствующих пород кларками (по А. П. Виноградову), довольно высок — примерно в два раза выше их кларков. Однако до настоящего времени минералы бериллия, в основном берилла (В. А. Корнетова), были известны только в пегматитовых жилах. В связи с этим и высокими концентрациями в гранитоидах титана (см. ниже) можно предположить, что вышекларковые концентрации бериллия в гранитоидах находятся в силикатных минералах в изоморфном и субмикроскопически рассеянном виде. В пегматитовых жилах, в результате процессов перекристаллизации и особенно метасоматоза, рассеянные формы бериллия подверглись сегрегации с образованием кристаллов берилла, обнаруживаемых в крупных альбитизированных и грейзенизированных жилах. Таким образом, бериллы этих пегматитовых жил не являются продуктом кристаллизации остаточного расплава — раствора гранитоидной магмы, образовавшей формации комплекса $C_3 - P_2$, так как сравнительно высокие концентрации были рассеяны. В таком случае, в гранитоидах, на участках, подвергшихся метасоматическому изменению (грейзенизации, альбитизации), можно ожидать концентраций мелкокрапленного берилла, что подтвердилось обнаружением И. Х. Хамрабаевым (см. ниже) берилла в такой зоне.

Средние содержания титана возрастают от ксенолитов габбро-амфиболитов к гранитоидам поздневарисского магматизма (0,36—0,54%). Рассматривая изменение содержания титана в зависимости от последовательности магматического развития, можно отметить следующее. В ксенолитах габбро-амфиболитов и связанных с ними кварц-полевошпатовых жилах его содержание составляет 0,43 и 0,19% соответственно. В формации кварцевых диоритов первой фазы комплекса $C_3 - P_1 - 0,72%$, в гранитоидах второй фазы — 0,33%.

По возрастным группам вмещающих осадочно-метаморфических пород концентрации титана закономерно увеличиваются от пород султануиздагской свиты (0,24%) к породам шейхджейлинской (0,53%).

Фоновые содержания в осадочно-метаморфических толщах выше 0,30% не поднимаются, в интрузивных же не опускаются ниже 0,30%. Таким образом, средние фоновые содержания в гранитоидных породах Султануиздага выше, чем таковые в осадочно-метаморфических. Средние и фоновые содержания титана в породах второй, третьей и четвертой интрузивных фаз выше кларков для этих пород, равно кларку в кварцевых диоритах первой фазы и ниже соответствующих кларков в ксенолитах габброидных пород.

Изменения концентраций титана по интрузивным фазам комплекса C_3-P_1 закономерны и, по-видимому, связаны с количественным распределением в них титаносодержащих акцессорных минералов.

Цирконий в описываемых интрузивных породах и их жильных производных имеет примерно такие же максимальные содержания (0,03%), как и в осадочно-метаморфической толще, но минимальные содержания (0,006%) в первых всегда выше, за исключением ранних кварцевых и кварц-полевошпатовых жил (ниже 0,002%).

От ксенолитов габброидных пород (0,0073%) к поздневарисским гранитоидам (преимущественно 0,01—0,03%) содержание циркония в общем возрастает. Изменение концентрации циркония в определяющих формациях комплекса C_3-P_1 следующее. В кварцевых диоритах — 0,02%, в гранодиоритах 0,015% в биотитовых гранитах 0,022 и в лейкократовых гранитах 0,02%. Таким образом, среднее содержание циркония приближается к кларковым для данных типов пород, за исключением формации гранодиоритов, где циркония несколько меньше.

Изучение разрезов показывает, что цирконий не имеет закономерных количественных изменений при переходе от срединных участков описываемых массивов интрузивных пород к эндоконтактовым и далее в экзоконтактовую зону вмещающих пород. Коэффициенты циркониеносности в интрузивных породах и их жильных дериватах довольно постоянные, за исключением кварцевых жил, и приближаются к 100%.

Содержания ванадия наиболее высокие в породах Шейхджейлинского массива (0,03%). В ксенолитах габброидных пород в Актауском массиве они несколько ниже (0,025%) а в главных формациях комплекса C_3-P_1 следующие: в кварцевых диоритах — 0,016%, в гранодиоритах и биотитовых гранитах — 0,012% и в лейкократовых гранитах 0,0057%. Ванадиеносность пород, за исключением ранних и поздних кварцевых и кварц-полевошпатовых жил (40%) повсеместная. Жильные породы содержат несколько пониженные концентрации ванадия по сравнению с главными образованиями соответствующих формаций.

Содержания меди в осадочных и вулканогенных метаморфических породах Султануиздага значительно ниже их кларковых содержаний, а в интрузивных горных породах — примерно на уровне кларков. Концентрации меди от пород султануиздагской свиты к джамансайской уменьшаются в среднем от 0,0023 до 0,0015%, к кахралсайской они увеличиваются до 0,0019%, а к шейхджейлинской — до 0,0029%.

В интрузивных породах резко повышенные содержания меди отмечаются в ксенолитах габброидных пород (0,014%). В породах Шейхджейлинского массива меди практически нет (следы). В главных формациях комплекса C_3-P_1 ее содержание составляет: в кварцевых диоритах 0,004%, в гранодиоритах — 0,005%, в биотитовых гранитах — 0,003% и в лейкократовых гранитах — 0,004%. Повышены средние содержания ме-

ди в измененных лейкократовых гранитах (0,01%), пегматитовых шлирах (0,008%) и поздних кварцевых жилах (0,0058%).

Распределение концентраций меди в породах неравномерное. Относительно высокие содержания ее устанавливаются только в нескольких породах.

Свинец в количестве выше кларков соответствующих пород отмечается только в формациях заключительных фаз гранитоидного комплекса $C_3 - P_1$ в биотитовых и лейкократовых гранитах (0,0022—0,003%). В остальных породах, включая вмещающие осадочные и вулканогенные образования, средние содержания значительно ниже кларковых. Это относится и к поздним кварцевым жилам (0,0013%). В ксенолитах габброидных пород содержания свинца (0,002%) значительно превышают кларковые, однако это связано с постмагматическим воздействием на них пород гранитоидного комплекса $C_3 - P_1$.

Галлий содержится в описываемых гранитоидных породах в нижекларковых количествах (0,0017% — следы). В формациях гранитоидного комплекса $C_3 - P_1$ несколько повышены его содержания в гранодиоритах (0,0017%). В ксенолитах габброидных пород содержания галлия выше кларка (0,0018%).

Особенности проявления постмагматической минерализации в ассоциации с гранитоидными интрузиями

Постмагматические образования Султануиздага весьма разнообразны. Некоторые из них известны с древнейших времен. Так, медные, и видимо, золотые руды Шейхджейли были известны еще в IX—XVIII столетиях; тальковые породы Казгантау также разрабатывались с древнейших времен. Редкометалльные пегматиты изучались в послевоенные годы. Однако в целом постмагматическую минерализацию и металлогению этого интереснейшего района только начинают изучать. Поэтому многие вопросы их возраста, генезиса, взаимосвязи с гранитоидными интрузиями еще не выяснены.

В настоящее время в палеозойских породах Султануиздага известны следующие виды минерализации: серпентинизация гипербазитов, амфиболитизация эффузивов и габбро (орто- и параамфиболиты), асбестообразование, оталькование, лиственитизация, окварцевание сланцев и образование кварцевых жил с золотым оруденением, кварц-серпентиновые и хлорит-карбонатные породы с сульфидным (пирит, халькопирит) оруденением; турмалинизация и альбитизация гранитоидов, грейзенизация (грейзенизированные граниты и пегматиты с редким касситеритом и аксессуарным бериллом); сидеритизация карбонатных пород; повсеместно развита биотитизация.

В этот список мы намеренно не включили проявления титано-магнетитового оруденения в пироксенитах Темимбулака, впервые описанные Я. С. Висьневским в 1940 г., и хромитового оруденения в серпентинитах Ащенинтау как позднемагматические по отношению к ниже-среднекарбонатовому комплексу базитов и гипербазитов и не имеющие отношения к гранитоидным формациям. Из перечисленных проявлений постмагматизма серпентинизация, амфиболитизация, оталькование могут иметь отношение к гранитоидным интрузиям лишь частично. Из них процессы оталькования проявились очень широко в районе Казгантау и Зинельбулак и привели к формированию крупного Зинельбулакского месторождения талька, сходного с Шабровским на Урале. Оталькование здесь ассоциирует с процессами лиственитизации и карбонатизации, коренным образом изменившими первоначальные гипербазиты и габбро.

Широко развита также кварцево-жильная минерализация, образующая три обособленных поля кварцевых жил с признаками золотого оруденения: 1) Султанбобинское поле в восточной части хребта; оно с гранитоидными интрузивами на данном уровне среза не ассоциирует; 2) Джамансайское поле в восточном и юго-восточном экзоконтакте Актауского интрузива; 3) Зенгибобинское поле в пространственной близости к Актаускому и Зенгибобинскому интрузивам.

Возможно, что часть кварцевых жил и зон вторичных кварцитов с медным оруденением на этом поле связана с более древним силур-девонским вулканизмом. В Джамансайском поле с кварцевыми жилами ассоциируют частично лиственитовые тела с фукситом и пиритом. Они, по-видимому, являются продуктом преобразования гипербазитовых линз под воздействием гидротерм, связанных с гранитоидной интрузией.

Зоны грейзенизации широко проявлены в небольших обнажениях гранитов вдоль дороги в Нукус, на участке так называемой гранатной фабрики, где одно время была организована опытная добыча гранатов из рыхлых отложений и гранатовых сланцев.

Зоны альбитизации с подчиненным количеством мусковита и турмалина имеют субширотное простирание и распространены в южной и западной частях Актауского массива. Мощность их колеблется от 1 до 3—4 м. В одной из таких зон альбитизации с кварц-турмалиновыми прожилками в западной части массива И. Х. Хамрабаевым установлена акцессорная берилловая минерализация.

Глава IV

Главнейшие петрологические и минералого-геохимические особенности гранитоидных формаций Узбекистана

В данном разделе попытаемся сформулировать общие черты гранитоидных формаций Узбекистана и их региональные петрологические особенности. При этом, наряду с изложенными в настоящем томе данными, учитываем материалы книги «Петрография Узбекистана» и работы отдельных исследователей — Х. М. Абдуллаева, И. М. Исамухамедова, П. Д. Купченко, К. Л. Бабаева, А. В. Покровского, Э. Б. Алиева, В. В. Қозырева и многих других. Это особенно касается выводов по интрузивам гор Қаратюбе, Зирабулак, юго-западных отрогов Гиссара и восточной части Чаткальских гор (Чаткальская подзона).

ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Выше указывалось, что Узбекистан является типичной областью развития гранитоидных интрузивов герцинской эпохи. Мы должны добавить к этому, что большинство из них сформировалось в пределах 300—260 млн. лет назад, в рамках среднего карбона — нижней перми. При этом по времени образования отчетливо выделяются 2 региона распространения гранитоидов: а) Западный Узбекистан и, отчасти, Чаткальская подзона; б) юго-западные отроги Гиссара и Кураминская подзона. В первом гранитоидный магматизм проявился фактически единожды, в конце карбона и начале перми и не сопровождался эффузивными аналогами; во втором — гранитоидные формации проявлялись неоднократно. Они имели место в докаледонский, каледонский (Юго-Западный Гиссар), герцинский циклы магматизма, часто в тесной ассоциации с эффузивными и вулканогенными формациями. Времена их формирования очень сближены и на гистограммах образуют один продолжительный массивный пик с максимумом в интервале 280—300 млн. лет. Причина такого сближенного и частого проявления магматизма в Кураме и юго-западных отрогах Гиссара, представляющих собой срединные массивы, пока не совсем ясна.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ИНТРУЗИВОВ

Почти все гранитоидные интрузивы Узбекистана размещаются в палеозойском этаже и лишь 0,5% из них находится в докембрийском. Имеющийся пока неполный геологический и геофизический материал говорит о том, что большинство «батолитовых тел» представляет собой грибообразные или языкообразные межформационные тела с относи-

тельно малой толщиной и тонкими выводными каналами. Данные гравиметрических, аэромагнитных и сейсморазведочных работ (Шманенко, Чемборисова, 1966) по интрузивам гор Нуратау показали, что так называемый Нуратинский батолит имеет мощность не более 5—6 км.

Межформационный языкообразный характер залегания при относительно малой мощности был установлен в 1947 г. геологическими наблюдениями для Музбекского массива в Моголтау (Хамрабаев, 1960). В последние годы в результате геофизических наблюдений такие формы залегания при мощности 5—7 км выявлены для многих гранитоидных массивов Центрального Казахстана¹ и Алтая. В этом единообразии форм проявлений гранитоидов можно усмотреть общие черты, характерные для гранитоидного магматизма подвижных зон, но можно обнаружить и ошибку, допускаемую при интерпретации гравиметрических и сейсморазведочных данных. В чем же причина того, что толщина всех гранитоидных тел в районах с различным геотектоническим режимом (Западный Узбекистан и Центральный Казахстан) получается одинаковой?

Согласно сводке У. Гамильтона и Б. Майерс (W. Hamilton and B. Myers, 1967), «...батолитовые комплексы США тонкие и кристаллизовались под покровом, состоящим главным образом из продуктов собственных вулканических извержений». Это особенно характерно для третичных и позднемеловых интрузивов западной части Северной Америки (батолит Баулдер и др.). В восточной части Америки, в Аппалачах, в районе Нью-Энгланд среди эв- и миогеосинклинальных толщ силура, девона и карбона развиты относительно мелкие гранитоидные тела, по размерам (от 10×10 до 40×100 км) и условиям залегания сходные с гранитоидами Западного Узбекистана. Эффузивы здесь более древние, чем гранитоиды, и метаморфизованы под влиянием последних. Однако отсутствие синхронных вулканогенных образований авторы объясняют удалением их эрозией. Они полагают также, что развитые в этом районе обширные поля силлиманитовых пород представляют собой «дно» смытых батолитовых тел.

Исходя из подобных соображений можно предполагать, что в докембрийском структурно-формационном этаже гранитоидных масс герцинского возраста будет в несколько раз меньше, чем в палеозойском. При упомянутой общей конфигурации гранитоидных плутонов в Узбекистане отдельные выступы, верхушки и апофизы имеют самые разнообразные формы. Среди них в Кураминской подзоне и юго-западных отрогах Гиссара преобладают небольшие сквозные дайкообразные, штокообразные тела с крутыми контактами, хотя имеются и более спокойные, лакколитообразные формы. В Западном Узбекистане преобладают куполообразные формы тел, нередко с пологими контактами, хотя тела ранних и поздних фаз интрузий (диориты, диорит-порфиры Тамды, Ухума; аляскиты Актау, Тамды и др.) образуют штокообразные тела и дайки. Согласно залежи и силлы за редкими исключениями (межпластовые тела гранитоидов в экзоконтактах Центрального Зирабулакского плутона) для гранитоидов Узбекистана не характерны.

ФАЦИАЛЬНОСТЬ ИНТРУЗИВОВ

Гранитоидные интрузивы Узбекистана, по классификации Д. И. Гержевского, В. Н. Козеренко (1965 г.), И. Х. Хамрабаева и др. (1967 г.), относятся к образованиям средних, малых глубин и субвулканических ус-

¹ В некоторых пунктах Центрального Казахстана это подтверждено бурением (И. Х.).

ловий — от 400—500 м до 4—4,5 км от поверхности современной гранитоидной интрузии. Эти цифры, как и черты фаціальности интрузивов определялись реставрацией геологического разреза вмещающих интрузию толщ, особенностями структуры пород, величиной коэффициента окисленности железа в породе, величиной содержания связанной воды, особенностью проявления постагматических процессов и характером парагенезиса породообразующих (в частности, цветных) минералов гранитоидных пород. На основании этих критериев гранитоидные интрузивы Западного Узбекистана отнесены к фациям средних (Каратюбинские, Зирабулакские, Кульджуктауские, Южно-Нуратинские и некоторые Северо-Нуратинские) и малых глубин (Северо-Нуратинские, Центрально-Кызылкумские). В Центрально-Кызылкумских массивах (Тамдытау и др.) имеются признаки проявления субвулканических фаций интрузивов.

Интрузивы Курамы и Юго-Западного Чаткала относятся главным образом к фациям малых глубин и субвулканическим образованиям. Последние особенно свойственны пермским малым интрузиям (Алмалыкский и Гиссарский районы) и интрузивам пермо-триасового комплекса (Бабайтаг и др.). В то же время некоторые массивы (Шавас, Карабаш и др.) более древнего S_2 комплекса имеют черты фаций средних глубин. Интрузивы более восточных районов (Чаткальской подзоны), такие как Саргардонский, Арашанский, Ойгаингский и т. д. также несут черты формирования в средних и даже больших глубинах. Гранитоидные интрузивы юго-западных отрогов Гиссара и Кугитанга сходны и с интрузивами Курамы (это особенно касается молодых пермских интрузий) и Западного Узбекистана (западная часть Гиссарского плутона, Кугитангский массив). В юго-западных отрогах Гиссара имеются докембрийские и докарбоновые интрузивы (Айлангарский, Бахчинский и Вахшиварский массивы), несущие черты глубинных (абиссальных) образований.

ПРЕОБЛАДАЮЩИЕ ФОРМАЦИИ ГРАНИТОИДОВ, ХАРАКТЕРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ В НИХ ГЛАВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Детальное изучение (с петрографическим картированием) интрузивных массивов показывает преобладающее развитие четырех формаций гранитоидов: диоритовой, гранодиоритовой, гранитовой и аляски-тоидной.

Первая охватывает взаимопереходящий ряд пород от габбро до кварцевых диоритов и гранодиоритов, включая их порфиоровые разности. Она максимально проявлена в Кураминской подзоне и Нуратинских горах; гранодиоритовая и гранитовая формации в целом являются преобладающими для Узбекистана и хорошо развиты в южных районах Западного Узбекистана, Кураминской и Чаткальской подзонах и юго-западных отрогах Гиссара. Эти формации объединяют ряд пород от кварцевых диоритов до гранитов включительно. В локальных участках с ними связаны щелочные разности—сиениты и нефелиновые сиениты (Султануиздаг, Кульджуктау). Формация аляскитоидных пород проявляется в Западном Узбекистане, Чаткальской подзоне и отчасти в других регионах. Она охватывает породы гранитоидов и адамеллитов (дайки контаминированных аляскитов в Южном Нуратау) до типичных аляскитов (Арашанский, Саргардонский и др. массивы в Чаткале). Для описанных формаций характерно сходство парагенезиса минералов — присутствие в них одних и тех же породообразующих минералов: кварца, плагиоклазов, калишпатов, амфиболов и биотитов. Различие заключается в количе-

ственных соотношениях, составе полевых шпатов и ассоциации цветных минералов. В породах некоторых формаций из различных регионов (т. е. различной фаціальности и геохимической характеристики) особенно отчетливо выступают парагенезисы цветных минералов. Парагенезисы акцессориев и других пороодообразующих минералов не очень отчетливы.

Для интрузивов Кураминских гор обычен следующий ряд цветных минералов: пироксен (чаще авгит)—амфибол ($f' = 30-60\%$) биотит ($f' = 40-65\%$), чаще преобладают первые два минерала. Акцессории: магнетит, сфен, апатит, циркон, флюорит, редко сульфиды меди, железа, цинка и свинца.

Для гранитоидных интрузивов Западного Узбекистана—пироксен, амфибол ($f = 65-90\%$), биотит ($f = 70-90\%$), мусковит. Первые два минерала—моноклинный пироксен и амфибол—появляются в ограниченном количестве в породах первой фазы интрузии (диоритах). В большинстве пород биотит преобладает над амфиболом или является единственным цветным компонентом, если не считать замещающий его мусковит.

Как локальный случай в щелочных и нефелиновых сиенитах Кульджуктау (Тозбулак) наряду с биотитом появляется эгирин-авгит с постмагматическим магнетитом. Есть некоторые основания весь парагенезис щелочных пород (ортоклаз, нефелин, эгирин-авгит и магнетит) считать постмагматическим—метасоматическим (А. С. Мусаев, 1967). Из характерных акцессориев гранитоидов Западного Узбекистана стоит отметить парагенезис апатита, ортита, сфена и ильменита в породах ранних фаз; монацита, ильменита, циркона, тантало-ниобатов, иногда, касситерита, шеелита и турмалина в породах III—IV фаз интрузии. Как о локальных особенностях стоит упомянуть о наличии в гранитоидах Тамдынского массива хромита, флюорита и галенита. Первый характерен для гипербазитов этого района и, возможно, заимствован от них при внедрении гранитной магмы; остальные два характерны для ряда интрузивов Кураминской подзоны и Кугитанга. Итак, в гранитоидах Западного Узбекистана высокожелезистые биотит и амфибол ассоциируют с очень ничтожным или малым (до 0,2—0,3%) количеством акцессорного магнетита, в то время как в гранитоидах и связанных с ними габброидах Кураминской подзоны с большим количеством (от 0,5—0,6% до 3—4%) магнетита ассоциируют пироксен, амфибол, обладающие меньшей железистостью ($f = 30-60\%$). Гранитоиды юго-западных отрогов Гиссара в минералого-геохимическом отношении изучены менее детально, но имеющиеся материалы И. М. Исамухамедова, П. Д. Купченко, Н. П. Поддубного и наблюдения авторов позволяют говорить о том, что гранитоиды наряду с синхронными ($C_2-C_3?$, $P-T_1$) им интрузиями Курамы и Западного Узбекистана занимают промежуточное положение между этими двумя регионами. Вместе с тем, в этом регионе вышеупомянутые абиссальные палингенные докембрийские и докарбоновые (по А. В. Покровскому и В. Е. Головину) гранитоиды имеют кордиерит-биотит-мусковитовый и силлиманит-биотитовый парагенезисы. Характерными акцессориями для них являются турмалин, гранат, иногда магнетит.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Все гранитоиды относятся к категории пересыщенных кремнеземом, умеренно насыщенных или пересыщенных глиноземом и умеренно или повышено щелочных пород. При этом породы отдельных комплексов, регионов и групп интрузивов имеют некоторые особенности петрохимии. Так, субвулканические тела и малые интрузии пермского и пермо-триасо-

вого комплексов в Кураме характеризуются повышенной щелочностью (при $Na < K$), повышенным содержанием магния и железа (суммарное железо в 1,4—1,6 раза превышает кларк). В породах более древних комплексов наблюдается преобладание натрия над калием, некоторое повышение известковистости (Алмалыкский, Шавасский, Беляутинский, Карабашский массивы). Породам этих комплексов свойственны выше-

Таблица 55

Типизация гранитондных формаций Узбекистана по их металлогенности

Характерные черты	Формация			
	Редкометалльная (W, Sn, Mo, Be)	Золоторудная (медно-золотая)	Железорудная и полиметаллическая	
Геотектоническая позиция	Миогеосинклинали (подзона внутреннего поднятия)	Краевые прогибы (эвгеосинклинали), срединные массивы	Срединные массивы	
Фациальность	Средние и малые глубины, отсутствие связи с эффузивами	Малые глубины, субвулканические тела, иногда связь с эффузивами	Малые глубины и, субвулканические тела, частично среднеглубинные (для железорудных)	
Парагенезисы главных цветных минералов	Биотитовый или биотит-амфиболовый $f' = 70-90\%$	Амфибол-биотитовый, $f = 60-90\%$	Пироксен-амфибол-биотитовый, $f' = 40-65\%$	
Преобладающие формации пород	Гранито-аляскидно-гранодиоритовая	Гранодиорит-диоритовая	Диоритовая и гранодиоритовая	
Парагенезис акцессорных минералов	Сфен, ортит, апатит, касситерит или монацит, ильменит, тантало-ниобаты, магнетиты $< 0,2-0,3\%$	Монацит, ксенотим, циркон, реже тантало-ниобаты; магнетита $0,5-0,7\%$	Монацит, ортит, уранинит, ураноторит, сфен апатит, флюорит, реже ильменит, турмалин, галенит, халькопирит. Магнетита $0,6-1,5\%$ и более	
Геохимические	Петрохимические	Высокие значения α (10—11) низкие и умеренные β (5—12) при $Na \geq K$, пониженное содержание Fe	Повышенное содержание Fe, умеренное Na, K при $Na > K$	Повышенное содержание Fe, Mg при $K > Na$
	Малые элементы	Повышенные кларки (более чем в два и выше) W, Mo, Sn, Be, V, Rb, Li, Au	Высокие кларки Au, Cu, Mo	Высокие кларки Pb, Cu, F, U, Th
Примеры интрузивов	Актауский, Каратюбинский, Койташский, Зирабулакский, Тозбулакский, Саргардонский, Арашанский и т. д.	Темиркабукский, Акчопский, Тамдынский, Алмалыкский и др.	Гранодиориты Карамзарского типа и гранодиорит-порфиры	

кларковые содержания меди, молибдена, цинка, иногда свинца, радиоактивных элементов и фтора (особенно молодым кислым интрузиям).

В породах гранитондных массивов северной группы гор (Северный Нуратау, Тамды) отмечается умеренная меланократовость, известковистость и щелочность при $Na > K$. Содержания в них золота, цинка, бериллия, а также ниобия и редких земель в 2—3 раза превышают кларк.

Интрузивам Южного Нуратау, Каратюбе и Зирабулака свойственна высокая кремнекислотность, глиноземистость, умеренная известковистость, щелочность (при $K > Na$) и низкая меланократовость (при содержании элементарного железа на уровне кларков — 2,60—2,80%).

Характерными ассоциациями малых элементов, присутствующими в этих породах (за исключением Актауского массива) и имеющими вышекларковые значения, являются бор, вольфрам, бериллий, олово, литий, рубидий. В породах Актауского интрузива олово, бериллий, литий и рубидий находятся в кларковых значениях, а вольфрам, молибден, бор и ниобий образуют вышекларковые концентрации.

Сравнительный анализ приведенных характеристик гранитоидных интрузий Узбекистана с их металлогенией позволяет в общих чертах наметить некоторые их типы. Так, по условиям залегания (размещения) намечаются 3 группы интрузивов: а) зон внутренних поднятий; б) окраинных зон; в) срединных массивов.

Для первой группы наиболее характерна редкометальная (W, Mo, Sn, Be) минерализация; для второй — золоторудная и медная; для третьей — железорудная и полиметаллическая (с флюоритом). Золоторудная и отчасти молибденовая минерализация в той или иной мере свойственны гранитоидным интрузивам всех трех групп. При этом молибденовая минерализация максимального значения достигает в первой группе, а золотая — во второй.

Изложенные выше мотивы позволили авторам выдвинуть рабочую гипотезу о возможном наличии в Узбекистане трех типов гранитоидных формаций: редкометальной, золоторудной и железорудно-полиметаллической. На основании геолого-петрографических и геохимических характеристик этих типов гранитоидов можно сделать следующее заключение (табл. 55).

1. В общих чертах эти три типа гранитоидов соответствуют трем группам интрузивов, выделенным по условиям размещения.

2. Золотоносными и молибденоносными оказываются почти все типы гранитоидов. Иначе говоря, еще не уловлены более тонкие черты и особенности, отличающие гранитоидные формации с различной степенью продуктивности в отношении золота и молибдена; но это не ослабляет перспективы золотоносности Узбекистана, а наоборот указывает на возможность нахождения многообразных проявлений золотого оруденения с интрузиями различной фациальности и геохимической специализации: от низкотемпературных, колломорфных золото-теллуридных образований в связи с субвулканическими телами до руд золото-мышьяковой формации в ассоциации с интрузивами средней глубинности.

Причина возникновения указанных выше различных типов гранитоидов еще не ясна. В порядке первого предположения мы, так же как Г. Н. Щерба (1960) и А. К. Каюпов (1962), можем связывать его с геологическими условиями и, в частности, со строением земной коры в этих областях.

Так называемыми подзонами внутренних поднятий являются участки с максимальной мощностью земной коры (40—55 км), в то время как области краевых прогибов и срединных массивов имеют меньшую мощность (30—40 км) с преобладанием мощности базальтового слоя над гранитным. Это обстоятельство обусловило большой приток из глубинных очагов элементов группы железа. В условиях же внутренних поднятий с преобладающим развитием гранитного слоя происходила дифференциация вещества с накоплением элементов, свойственных гранитной магме — алюминия, щелочей редких металлов, бора и т. д.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями, М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Абдуллаев Х. М. (и др.). Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Курамских гор, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии, Изд-во АН УзССР, 1960.
- Абдуллаев Х. М. Избранные труды, т. I—II, Изд-во АН УзССР, 1964.
- Азимов П. Т., Смородинова Л. Д. Отбор и обработка проб массивов на акцессорные минералы, «Узб. геол. журн.», 1960, № 6.
- Азимов П. Т., Хамрабаев И. Х. Распределение редкоземельных элементов в породах и минералах Актауского массива, «Узб. геол. журнал», 1965, № 5.
- Азимов П. Т., Хамрабаев И. Х. Редкоземельные элементы в апатитах из некоторых интрузивов Западного Узбекистана, ДАН УзССР, 1966, № 5.
- Азимов П. Т., Юлдашев С. Морфологические особенности и некоторые физические свойства акцессорных минералов гор Актау, Петрография и геохимия рудных регионов Узбекистана, Изд-во «Наука» УзССР, 1966.
- Азимов П. Т. Распределение акцессорных минералов и редких элементов в породах Актауского интрузива (Зап. Узбекистан), Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1967.
- Азимов П. Т. К распределению Rb, Cs, Li, Tl в породах Актауского гранитоидного массива (Зап. Узбекистан), «Узб. геол. журн.», № 3, 1970.
- Азимов П. Т. Распределение U, Th в некоторых акцессорных минералах Актауского интрузива (Зап. Узбекистан), ДАН УзССР, № 2, 1970.
- Айзенштат В. И. Пермские малые интрузии Алмалыкского района, «Узб. геол. журнал», 1966, № 4.
- Айзенштат В. И. О возрасте и рудоносности некоторых малых интрузий Алмалыкского района. В сб. «Геология и рудоносность Приташкентского района», Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Айзенштат И. А., Айзенштат В. И. Курамская структурно-металлогеническая зона в Узбекистане. В сб. «Геология и рудоносность Приташкентского района», Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Арапов В. А. Некоторые особенности герцинской тектоники Курамского хребта, «Узб. геол. журнал», 1965, № 2.
- Аскарров Ф. А., Бигаева А. Р. Об абсолютном возрасте гранитоидных пород Актауского интрузива (Южный Нуратау), В сб. «Петрография и геохимия», Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
- Аскарров Ф. А., Бигаева А. Р. К геохронологии магматических процессов Кызылкумов, «Узб. геол. журнал», 1965, № 4.
- Аскарров Ф. А. Абсолютный возраст гранитоидных и метаморфизированных пород Каратаубинских гор (Западный Узбекистан), В сб. «Тектоника, магматизм и геохимия палеозойских формаций Узбекистана», Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Аскарров Ф. А. Абсолютная геохронология магматических и постмагматических процессов Западного Узбекистана, Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1966.
- Афанасьев Г. Д. О некоторых геологических проблемах петрологии, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1957, № 11.
- Афанасьев Г. Д. (и др.). Материалы к обоснованию возраста рубежей между некоторыми системами, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1963, № 11.

- Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П. (и др.). Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на 1964 г., Сб. «Абсолютный возраст геологических формаций», Изд-во «Наука», М., 1964.
- Апельцин Ф. Р., Шейнманн Ю. М., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация, «Геология месторожд. редких элементов», вып. 12—13, Госгеолтехиздат, 1961.
- Бабаев К. Л. (и др.). Щелочная интрузивная формация Средней Азии и ее геологическая позиция, Тезисы доклада I Среднеазиатского регионального петрографического совещания в Ташкенте, 1965.
- Бабаев А., Хамрабаев И. Х., Азимов П. Т., Умаров М. У. Определение содержания редкоземельных элементов в минералах гранитоидов некоторых массивов Ср. Азии и других регионов по данным активационного анализа, ДАН ТаджССР, т. XII, № 4, 1969.
- Барсуков В. Л., Павленко Л. И. Распределение олова в гранитоидных породах, ДАН СССР, т. 109, 1956, № 3.
- Барсуков В. Л. К геохимии олова, «Геохимия», № 1, 1957.
- Барсуков В. Л. Об изоморфизме бора в силикатах, «Геохимия», № 7, 1958.
- Барсуков В. Л. О минералах-концентраторах бороносных скарнов, «Геохимия», № 5, 1960.
- Барсуков В. Л. О металлогенической специализации гранитоидных интрузий, В сб. «Химия земной коры», Изд-во «Наука», 1964.
- Барсуков В. Л., Дурасова Н. А. Металлоносность и металлогеническая специализация интрузивных пород районов развития сульфидно-касситеритовых месторождений Мяо-Чана и Сихотэ-Алиня, «Геохимия», № 2, 1966.
- Барсуков В. Л. О генетической связи сульфидно-касситеритовых месторождений с интрузиями. В сб. «Проблемы геохимии», Изд-во «Наука», 1965.
- Белов Н. Б. Кристаллохимия основного петрологического процесса, Тезисы докладов к симпозиуму по геохимии редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса, Изд-во АН СССР, 1957.
- Беус А. А., Сйтнин А. А. Распределение петрогенных элементов в гранитоидах, Труды геохимической конференции «Химия земной коры», т. I, Изд-во «Наука», 1964.
- Беус А. А., Ойзерман М. Т. О распределении рублидия и корреляционной связи между рублидием и калием, «Геохимия», 1965, № 11.
- Болтырев В. Б. Шахматный альбит из района Джусинского колчеданного месторождения на Южном Урале, «Минералы рудных месторождений и пегматитов Урала», Труды Института геологии Уральского филиала АН СССР, Минералогический сборник, № 6, 1965.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи, Госгеолтехиздат, 1955.
- Билибин Ю. А. Общие вопросы металлогении золота, т. II, Изд-во АН СССР, 1959.
- Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня, Изд-во АН УзССР, 1952.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры, «Геохимия», 1962, № 7.
- Власов К. А. (и др.) Геохимия редких элементов, т. I, М., Изд-во «Наука», 1964.
- Висьневский Я. С. Новые данные о стратиграфии и вулканизме Султануиздага, ДАН УзССР, 1950, № 10.
- Виленский А. М. Геология и структура центральной части хребта Султануиздаг, Изд. ЛГУ, 1958.
- Воловикова И. М. Акцессорные минералы из гранитоидов юго-западной части Чаткальского хребта, «Узб. геол. журнал», 1958, № 2.
- Вольфсон Н. Б. Применение геофизических и геохимических методов при выявлении и картировании скрытых разломов фундамента в Кураминской структурно-фациальной зоне, Сб. научных трудов к XXII сессии МГК, вып. 4, 1964.
- Воробьева О. А. Щелочные породы СССР, В кн. «Докл. сов. геологов на XXI сессии Межд. геол. конгресса (проблема 13)», Изд. АН СССР, М., 1960.
- Воробьева О. А. Проблема щелочного магматизма, В кн. «Проблема магмы и генезиса изверж. горных пород», Изд. АН СССР, М., 1963.
- Гаврилин Р. Д. Интрузивные комплексы Алайского хребта (Южный Тянь-Шань), ДАН СССР, т. 134, № 5, 1960.
- Герасимовский В. И. (и др.). Геохимия Ловозерского щелочного массива, Изд-во «Наука», 1966.
- Герлинг Э. К. Современное состояние аргонового метода определения абсолютного возраста и его применение в геологии, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, Изд-во «Наука», т. I, 1964.
- Головин Е. М., Юрьева Л. А. К геохронологии герцинского магматизма Алма-лынского рудного поля, Записки Узб. отд. ВМО, вып. 15, 1963.

- Тинзбург И. В. Количественно-минеральный состав гранитоидов и его значение для вопросов петрологии и номенклатуры (на примере Кольского п-ва, Средней Азии и Казахстана), «Сов. геология», № 3, 1962.
- Головин Е. М. Шавасский нижнекарбонный габбро-гранитоидный комплекс (Западный Тянь-Шань), Ученые записки САИГИМСа, вып. 2, 1960.
- Голованов И. М. О геохимической связи меди с железом. В сб. «Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана», 1966.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965.
- Горжевская С. А., Сидоренко Г. А. Колумбит-танталит, Геохимия месторождений редких элементов, вып. 23, Титано-тантало-ниобаты, М., Изд-во «Недра», 1964.
- Далимов Т. Н. О содержании связанной воды в породах Бабайтагского массива и некоторые вопросы фашиальности интрузивов, «Узб. геол. журнал», 1964, № 3.
- Далимов Т. Н. Верхняя пермь-нижнетриасовый вулканоплутонический комплекс правобережья р. Ангрэн и некоторые особенности фашиальности магматизма (Средний Тянь-Шань). Автореферат канд. дисс., 1965.
- Джамалетдинов Н. К. К распределению редких щелочных элементов в гранитоидных комплексах Лолабулак-Кетменчинской зоны (Западный Узбекистан), «Узб. геол. журнал», 1967, № 5.
- Джамалетдинов Н. К. К распределению бериллия, ниобия, тантала и олова в гранитоидах Лолабулак-Кетменчинской зоны. «Узб. геол. журнал», № 3, 1968.
- Елисеева О. П. Акицсорные минералы интрузивных пород юго-восточного склона Кураминского хребта. Труды ИГЕМ, вып. 5, 1957.
- Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона. Труды ЦНИГРИ, вып. 96, 1937.
- Знаменский Е. Б. Относительно средних содержаний ниобия и тантала в гранитоидах. Труды геохим. конференции «Химия земной коры», т. II, 1964.
- Зубков В. В. Краткий курс петрографии, М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Иванова Г. Ф. О содержании олова, вольфрама, молибдена в гранитах в связи с наличием в них олово-вольфрамовых месторождений. «Геохимия», 1965, № 5.
- Изох И. П. Происхождение и металлогения гранитоидов щелочно-земельной серии (на примере месторождений Дальнего Востока), «Геология и геофизика», 1962, № 1.
- Исамухамедов И. М. Петрология Нуратинского батолита, Изд-во АН УзССР, 1955.
- Исамухамедов И. М., Купченко П. Д., Василевский Б. Ф. О последовательности магматизма и некоторых вопросах металлогении в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Записки Узб. отд. ВМО, вып. 17, 1965.
- Исамухамедов И. М., Кустарникова А. А. О возрасте некоторых гранитоидных интрузивов правобережья р. Ангрэн, «Изв. АН УзССР», сер. геол. 1967, № 2.
- Искандаров Э. И. Условия формирования гипабиссальных гранитоидных тел гор Мальгузар и Северного Нуратау и ассоциирующихся с ними постмагматических образцов (с данными экспериментальных исследований), Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1965.
- Жазакевич В. Я. Геолого-петрографическая характеристика древних вулканогенных образований Султануиздага. «Узб. геол. журнал», 1965, № 6.
- Каюмов А. О проявлениях нефеленовых сиенитов в горах Кульджуктау, «Узб. геол. журнал», 1965, № 5.
- Каюмов А. Петрографические особенности Тозбулакского массива Кульджуктау (Юго-Западные Кызылкумы), В кн. «Геохимия, магматизм и тектоника палеозойских формаций Узбекистана», Ташкент, 1966.
- Каюмов А. Петрография и минералого-геохимические особенности Тозбулакского массива гранитоидов и щелочных пород (Центральный Кульджуктау, ЮЗ Кызылкумы), Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1969.
- Кузнецов Е. А. Метод сравнительной дисперсии дупреломления, М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Кузнецов Ю. А. Магматические формации, В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», Изд-во АН СССР, 1953.
- Кустарникова А. А. Петрографические особенности Акчинского гранитоидного массива, Сб. работ аспирантов, вып. 1, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Куплетский Б. М. Формации нефелиновых сиенитов СССР, Изд. АН СССР, 1937.
- Куплетский Б. М. К вопросу о количественно-минералогическом составе фельдшпатоидных пород, ДАН СССР, № 3, 1946.
- Жуплетский Б. М. Гранитоидные интрузии восточного склона Среднего Урала и их редкометальное оруденение. Труды Института геологических наук АН СССР, вып. 83, 1947.

- Кушмурадов О. К. Петрографо-геохимические особенности гранитоидных массивов центральной части Северного Нуратау и их отношение к оруденению (Западный Узбекистан), Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1967.
- Кулик Н. А. Акцессорный гранат лейкократовых пород Актауского интрузива, Ученые записки № 312, вып. 13, серия Л., геохимия, 1962.
- Козлова П. С. Особенности распределения акцессорных минералов в верхнепермских интрузивных породах юго-западных склонов Чаткальского хребта, Труды ИГЕМ, вып. 27, 1960.
- Козлова П. С. Закономерности распределения микроэлементов в интрузивных породах юго-западных склонов Чаткальского хребта, Труды ИГЕМ, вып. 27, 1960.
- Козлов В. Д. (и др.). Распределение молибдена в палеозойских гранитоидах Ундино-Газимурского района (Восточное Забайкалье), Геохимия, 1965, № 2.
- Коптев-Дворников В. С. Явления гибридности на примерах некоторых гранитоидных интрузий палеозоя Центрального Казахстана, Труды ИГЕМ, вып. 148, серия петрогр., № 4, 1953.
- Коптев-Дворников В. С., Негрей Е. В. Вопросы петрографии Казахстана, Труды ИГЕМ, Изд-во АН СССР, 1966.
- Коптев-Дворников В. С. (и др.). Критерии связи оруденения с интрузивными комплексами, В сб. «Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов», Изд-во «Недра», 1965.
- Коптев-Дворников В. С. (и др.). О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов, В сб. «Металлогеническая специализация магматических комплексов», Изд-во «Недра», 1964.
- Коптев-Дворников В. С. (и др.). Гранитные формации малых глубин. Труды XXI сессии Международного геологического конгресса, Изд-во АН СССР, 1960.
- Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией, В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности, Труды Ин-та геол. наук, вып. 12, 1940.
- Князев В. С. (и др.). Новые данные о возрасте пород фундамента запада Средней Азии, ДАН СССР, т. 148, 1963, № 3.
- Князев В. С. (и др.). Абсолютный возраст докембрийских пород западной и центральной частей Средней Азии, ДАН СССР т. 166, 1966, № 5.
- Крылов А. Я. Абсолютный возраст пород Средней Азии и возможность применения аргонового метода определения возраста к метаморфическим и осадочным породам, Автореферат канд. дисс., Л., 1963.
- Лаверов Н. П. (и др.). Роль глубинных разломов в распределении фации эффузивных и интрузивных пород (на примере Юго-Западного Чаткала), Труды ИГЕМ, вып. 84, 1962.
- Лаверов Н. П., Беликов Б. П., Иванов И. Б. Об абсолютном возрасте интрузивных пород и верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1964, № 10.
- Лаверов Н. П. (и др.). О верхней границе магматизма в юго-западных отрогах Чаткальского хребта, «Изв. АН СССР», 1964, № 10.
- Ларсен Е. (и др.). Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах, М. — Л., 1952.
- Лисицина Г. А. (и др.). О некоторых геохимических особенностях образования акцессорных минералов в гранитах Чаркасарского массива в Кураминском хребте Тянь-Шаня, «Геохимия», 1965, № 5.
- Ляшенко Г. К. Происхождение Лолабулакских сиенито-диоритовых пород, Труды УзГУ, нов. сер., № 53, 1954.
- Ляхович В. В. О зависимости содержаний акцессорных минералов в гранитоидах от состава биотита, «Геология и геофизика», 1965, № 8.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы гранитоидов Советского Союза, Изд-во «Наука», 1967.
- Лугов С. Ф. Металлогеническая специализация магматических комплексов, М., Изд-во «Недра», 1964.
- Магдиев Р. А., Шаисламова М. А. Влияние альбитизации гранитов на распределение радиоактивных элементов. В сб. «Геология, магматизм и геохимия», Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Магдиев Р. А., Шаисламова М. А. Выщелачивание Ra и ThX из пород Тамдынского гранитоидного массива, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород, М., Изд-во «Наука», 1965.
- Маракушев А. А. Некоторые минеральные фации метаморфических пород, бедных кальцием, В кн. «Чарнокиты», Докл. сов. геологов на Межд. геол. конгрессе (проблема 13), Изд. «Наука», М., 1964.
- Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимодействия, оптические свойства, геологическое распределение, Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 78, 1962.

- Мусин В. Н. К вопросу о связи золотого оруденения с дайками среднего состава в одном из районов Западного Приохотья, В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Востока СССР», Изд-во «Наука», 1967.
- Мясников В. С. Минералы скарнов Лянгарского месторождения в Средней Азии, Изд-во Ин-та геол. наук АН СССР, 1951.
- Наследов Б. Н. Металлогения Западного Тянь-Шаня и Узбекистана, Госгеолтехиздат, 1961.
- Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области, М., Изд-во «Наука», 1966.
- Некрасов И. Я. Условия образования магматических пород и эндогенных месторождений северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области, Автореферат докторской дисс., Новосибирск, 1964.
- Омельяненко Б. И. Возможные пути формирования щелочных магм в геосинклинальных областях (на примере Туркестано-Алая), «Изв. АН СССР», сер. геол. 1959, №12.
- Омельяненко Б. И. Роль процессов ассимиляции и контаминации в формировании щелочного массива Ходжа-Ачкан (Средняя Азия), Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 27, 1960.
- Омельяненко Б. И. Инфильтрационная метасоматическая зональность в постмагматических образованиях щелочных интрузий верховьев р. Ходжа-Ачкан, В сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. I, М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Осипов Д. К., Журавлев Р. С. Уран и торий в магматических породах Кузбасса. «Геохимия», 1965, № 5.
- Отрощенко В. Д., Зенин М. Ф., Хорват В. А. О распределении рассеянного бора в некоторых горных породах Северного Тянь-Шаня, «Узб. геол. ж.», № 6, 1965.
- Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая, М., Изд-во «Наука», 1964.
- Петрография Узбекистана, т. 1, 2, Изд-во «Наука» УзССР, 1964, 1965.
- Пламеневская Н. Л. К петрологии и металлогении герцинских гранитоидов (на примере интрузий Шетского района Центрального Казахстана), В кн. «Геология и геохимия гранитных пород», М., Изд-во «Наука», 1965.
- Проскурко А. И. Проблема возраста палеозойского фундамента Каракумской платформы, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 9.
- Рехарский В. И. Особенности распределения молибдена, урана, меди и других элементов в породах на примере юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 1.
- Руб М. Г. (и др.). Гранитоиды Мяо-Чанского района и связанные с ними постмагматические образования, Труды ИГЕМ, вып. 62, 1962.
- Русс В. В. Петрографическая характеристика Нижнеамурского золотоносного интрузивного комплекса, В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Востока СССР», Изд-во «Наука», 1967.
- Саханенок В. В. К минералогии магнезиальных скарнов Лянгарского месторождения. Труды ЛГУ «Минералогия и геохимия», вып. 11, 1967.
- Свириденко А. Ф. Петрология лейкократовых гранитоидных пород и их металлогеническое значение (Западный Узбекистан), Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1961.
- Семенов Е. Л. Редкие земли, В сб. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. I, М., Изд-во «Наука», 1964.
- Сикстель Т. А. О наличии континентальных отложений верхней перми в Южной Фергане, Труды Узб. геол. упр., сб. № 1, Геология, М., Госгеолиздат, 1960.
- Сморчков И. Е. Щелочные породы р. Зарафшан в Туркестане, Труды Петрог. ин-та, вып. 14, 1939.
- Ставров О. Д. Бор в породах и пегматитах Восточного Саяна, «Геохимия», № 5, 1960.
- Старик И. Е. Ядерная геохронология, М.—Л., Изд. АН СССР, 1961.
- Студенникова В. В., Глинкина М. И. Эволюция содержаний молибдена и вольфрама в породах геосинклинальной зоны Северного Кавказа и связь их с образованием рудных месторождений, В сб. «Химия земной коры», т. 2, 1964.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения составов биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Мин. сборник № 4 Львовск. мин. об-ва, 1950.
- Сотников В. И., Изюмова М. Г. О содержании вольфрама в гранитоидах интрузивных массивов горного Алтая, характеризующихся различной рудоносностью, «Геохимия», № 2, 1965.
- Такебо Ватанобе. Геохимические циклы и концентрации бора в земной коре (пер. с английского), «Химия земной коры», т. II, Изд. «Наука», М., 1964.
- Таусон Л. В. О геохимии рубидия в гранитоидах, «Геохимия», 1957, № 8.

- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах, М., Изд. АН СССР, 1967.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в изверженных горных породах и металло-геохимическая специализация магм, В сб. «Химия земной коры», т. 2, Изд-во «Наука», 1967.
- Треггер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Перевод с иностр. Госгеолтехиздат, М., 1958.
- Тугаринов А. И., Вайнштейн Э. Е. Закономерности распределения редких земель циркония и гафния в изверженных горных породах, В сб. «Геохимический симпозиум», М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Туровский С. Д. О методике и значении изучения аксессуарных минералов и химических элементов изверженных горных пород, Изд-во АН КиргССР, 1960.
- Урунбаев К. У. Распределение Nb, Ta, Ga, Ge, Mo и W в гранитоидах переходной зоны Чаткало-Кураминских гор, «Узб. геол. журнал», 1964, № 1.
- Урунбаев К. У. Аксессуарные минералы гранитоидов переходной зоны Чаткало-Кураминских гор, «Узб. геол. журнал», 1964, № 5.
- Урунбаев К. У. О геохимическом фоне Nb, Ta, Ga, Ge, Mo, W в гранитоидах Центральной части Чаткало-Кураминских гор (Сев. Тянь-Шань), «Узб. геол. журнал», № 5, 1965.
- Усов М. А. Фации и фазы интрузивов, Изв. Сиб. отд. Геол. ком., т. IV, вып. 3, Томск, 1952.
- Хамрабаев И. Х. К петрологии малых интрузий и автоскарнов северо-восточного Моголтау, Труды ИГ АН УзССР, вып. 4, 1950.
- Хамрабаев И. Х. Мусковитизация и двуслюдяные граниты в Зирабулакских и Каратюбинских интрузивах (Западный Узбекистан), Записки Узб. отд. ВМО, вып. I, 1952.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Хамрабаев И. Х. Особенности магматизма и металлогении Западного Узбекистана и некоторые черты их сходства с Уралом, Тезисы докладов I Уральского петрографического совещания, Свердловск, 1961.
- Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов на примере Узбекистана, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Хамрабаев И. Х., Урунбаев К., Рабинович А. В., Несумеева Н. Е., Ульмасова М. К. Распределению редких щелочей и таллия в породах и минералах гранитоидных массивов Зап. Узбекистана и центральной части Чаткало-Кураминских гор, «Узб. геол. журнал», № 3, 1963.
- Хамрабаев И. Х. К проблеме связи палеозойских сооружений Южного Тянь-Шаня с Южным Уралом и их рудных перспектив, ДАН СССР, т. 168, 1966, № 1.
- Хамрабаев И. Х., Аскарров Ф. А., Магдиев Р. А. Абсолютный возраст некоторых массивов Западного Узбекистана по данным предварительных определений калий-аргоновым методом, Труды XI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Хамрабаев И. Х., Искандаров Э. Связанная вода и критерии глубинности интрузивных тел (экспериментальные данные), В сб. «Полезные ископаемые Узбекистана и вопросы их генезиса», Изд-во АН УзССР, 1964.
- Хамрабаев И. Х., Азимов П. Т. О редкоземельных и ниобий-танталовых аксессуориях в гранитоидах и пегматитах Актауского массива, В сб. «Вопросы минералогии и геохимии», М., Изд-во «Наука», 1964.
- Хамрабаев И. Х., Аскарров Ф. А. Об опорной Койташской точке (Северный Нуратау, Западный Узбекистан, Средняя Азия), В сб. «Абсолютный возраст геологических формаций», М., Изд-во «Наука», 1964.
- Хамрабаев И. Х. (и др.). Магматические комплексы Узбекистана и их рудоносность, В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», VIII выпуск, М., Изд-во «Наука», 1967.
- Хамрабаев И. Х., Азимов П. Т. Аксессуарные минералы как критерий металлоносности магматических комплексов. «Аксессуарные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов», Труды совещ. по акцес. минералам лаборатории ИМГРЭ в 1965 г., М., 1968.
- Хитаров Н. И. Опыты по плавлению гранита в присутствии воды, «Геохимия», 1957, № 5.
- Хитаров Н. И. Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитоидных расплавах, «Геохимия», 1959, № 5.
- Хорстман Э. Л. Распределение лития, рубидия и цезия в изверженных и осадочных породах, В сб. «Геохимия редких элементов», ИЛ, 1959.
- Чемборисов Ш. А. Особенности глубинного строения Нуратинского батолита по результатам гравиметрической съемки, «Узб. геол. журнал», 1967, № 2.
- Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов, Госгеолтехиздат, 1956.
- Шинкарев Н. Ф. Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая. Изд. Ленинградск. ун-та, 1966.

- Шипулин Ф. К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение, В сб. «Критерии связи оруденения с магматизмом», Труды ИГЕМ, М., Изд-во «Недра», 1965.
- Штейнберг Д. С. О химической классификации эффузивных горных пород, Труды Ин-та геологии Уральского филиала АН СССР, вып. 72, Свердловск, 1964.
- Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Щербаков Ю. Г. Генетические черты золоторудных месторождений в горном Алтае, В сб. «Геология и геохимия рудных месторождений Сибири», Новосибирск, 1965.
- Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях, М., Изд-во «Наука», 1967.
- Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации, Вопросы геохимии и минералогии, М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Эльснер О. Замечания о значении процессов ассимиляции при внедрении первичных магм для генезиса окисленных месторождений геосинклиналей, Труды XXI сессии МГК, вып. III, Геохимия, геофизика, рудная геология, Изд-во «Мир», 1964.
- Юлдашев С. Распределение акцессорных минералов в гранитоидных массивах восточной части Кульджуктау. «Геохимия, магматизм, тектоника палеозойских формаций Узбекистана», Изд-во «Наука», Ташкент, 1966.
- Яшина Р. М. О влиянии вмещающей среды на развитие контактово-реакционных процессов магматической стадии формирования нефелин-сиенитовых интрузий (на примере щелочных массивов ЮВ Тувы). В кн. «Происхождение щел. пород», Изд. «Наука», М., 1964.
- Hamilton W., Myers B. The Nature of Batholiths Geol. Survey Profess. Papier 554—с USA Gov. Print. Off., Washington, 1967.
- Hamilton W., Pakiser L. C. Geologic and Crustal cross section of the USA Along the 37th parallel; U. S. Geol. survey Misk. Geol. Inv. Map. 1—448, 1965.
- Sverdrup T. Pegmatite dikes at Romteland, Norsk geolog. Undersokelse. Oslo, 1960.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (И. Х. Хамрабаев)	3
Часть I. Проявления во времени и особенности размещения гранитоидных формаций на территории Узбекистана	
<i>Глава I.</i> Геологическое строение палеозойского основания Узбекистана и условия размещения в нем гранитоидных формаций (И. Х. Хамрабаев)	7
<i>Глава II.</i> К геохронологии магматических процессов Узбекистана (Ф. А. Аскарлов)	10
Часть II. Петрологическая и минералогическая характеристика гранитоидных формаций	
<i>Глава III.</i> Петрологическая и минералого-геохимическая характеристика гранитоидных массивов	27
Малые интрузии гранитоидов северного склона Кураминского хребта (В. И. Айзенштат)	27
Гранитоидные интрузивы юго-западных отрогов Чаткальского хребта (К. У. Урунбаев)	47
Центральная Кызылкумская группа интрузивов	
Гранитоидные интрузивы Тамдынских гор (И. Х. Хамрабаев, Р. Магдиев)	88
Нуратинская группа интрузивов	116
Характер распределения некоторых элементов в породах Устукского и Акчопского массивов (О. Кушмурадов)	129
Актауский интрузив (П. Т. Азимов)	142
Массивы гор Кульджуктау	187
Тозбулакский массив (А. Каюмов)	189
Таушанский массив (С. Юлдашев, Р. Магдиев)	215
Гранитоидные породы хребта Султануиздаг (И. Х. Хамрабаев, В. Я. Казакевич)	227
<i>Глава VI.</i> Главнейшие петрологические и минералого-геохимические особенности гранитоидных формаций Узбекистана (И. Х. Хамрабаев)	243
Литература	249

Редактор Р. Якубович
Технический редактор В. Урусова
Корректор Е. Галстян

Р05943. Сдано в набор 24/VII-1970 г. Подписано к печати 29/X-1970 г. Формат 70×108¹/₁₆-8,0. бум. л. -22,4 печ. л. Уч.-изд. л. 22,7. Изд. № 2662. Тираж 650. Цена 2 р. 47 к.

Типография Издательства „Фан“ УзССР, Ташкент, ул. Чердашьева, 21. Заказ 189.
Адрес Издательства: ул. Гоголя, 70.

442