

**Н. В. ПОПОВ
Г. Л. ДОБРЕЦОВ**

**ПЕТРОЛОГИЯ
ПОЛИХРОННЫХ
ПЛУТОНОВ**

**На примере
Джунгарского Алатау**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 534

Н. В. ПОПОВ, Г. Л. ДОБРЕЦОВ

ПЕТРОЛОГИЯ ПОЛИХРОННЫХ ПЛУТОНОВ

(на примере Джунгарского Алатау)

Ответственный редактор
д-р. геол. -мин. наук проф. Э. П. И з о х



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск • 1982

Попов Н.В., Добрецов Г.Л. Петрология полихронных плутонов (на примере Джунгарского Алатау). - Новосибирск: Наука, 1982.

Даны обзор и классификация полихронных плутонов. Приведены результаты детального изучения полихронного гранитоидного плутона, расположенного в Джунгарском Алатау, методами картирования, петрографии, петрохимии, минералогии и калий-аргоновой радиологии. В результате использования такого комплексного подхода, наряду с критерием перерыва гранитоидного магматизма по промежуточным базитовым дайкам, в данном плутоне выделено восемь интрузивных комплексов (четыре из них впервые), каждый из которых обладает набором специфических признаков, характеризующих условия выплавления магм и становления массивов. Проводятся аналогии между изученной габбро-гранитовой серией и другими сериями, сформировавшимися в узкий интервал времени. На примерах показаны недостаточная разрешающая способность калий-аргоновой датировки слюд и калишпатов для определения длительности формирования интрузивных комплексов.

Монография представляет интерес для петрологов-магматистов и геологов-съемщиков, работающих в районах широкого развития гранитоидного магматизма.

Ил. 48. Табл. 18. Библиогр. 133.

П 1904020000-827 302-82, кн. 2
055(02)-82

© Издательство "Наука", 1982 г.

В предлагаемой читателю работе авторы стремились на ряде хорошо изученных ими примеров показать длительность формирования отдельных магматических тел и причины возникновения полихронных плутонов, являющихся результатом унаследованного и длительного развития процессов интрузивного магматизма в определенных тектонических структурах или блоках земной коры. Пока это первый и естественно далеко не полный анализ задачи, главная цель которой обратить внимание геологов, занимающихся интрузивным гранитоидным магматизмом, на феномен полихронности.

Проблема длительности формирования гранитоидных плутонов является одной из наиболее сложных и дискуссионных. В то же время необходимость ее постановки обусловлена как теоретическими, так и практическими нуждами. Решение важнейших проблем геологии и особенно построение динамических моделей невозможно без оценки физической длительности процессов магматизма, метаморфизма, складкообразования, осадконакопления, оруденения и др. В частности, от длительности формирования гранитоидных тел зависит выяснение вопросов об источнике материала магматических тел и оруденения, механизме выплавления (роли мантийного вещества); о возможности и эффективности внутрикамерной дифференциации и трансвапоризации; об интенсивности, характере и масштабах сопутствующего метасоматоза и оруденения, связанных с историей становления плутонов.

В литературе существует много примеров, в которых оценена длительность магматического процесса. Выделены две группы значений: 5–10 млн. лет и на порядок больше до 80–100 млн. лет /Добрецов Н.Л., Попов, 1974/. Такое расхождение взглядов не случайно и связано либо с особенностями использованного метода, либо с разной представительностью материала, либо с тем и другим одновременно. Для оценки длительности формирования гранитоидных плутонов обычно привлекаются геологические данные, абсолютная геохронология и теоретические расчеты. Каждый из способов имеет преимущества и недостатки.

Геологические данные – главный источник информации. Однако они обладают такими недостатками, как неточность и относительность биостратиграфического метода, а в ряде случаев и невозможность его применения, неоднозначность интерпретации геологических данных (например, верхняя возрастная граница магматического тела часто определяется по наличию гальки сходных пород в конгломератах, удаленных от объектов исследования, причем непосредственное перекрытие не наблюдается) и возможность конвергентности признаков в последовательных фазах и разновозрастных комплексах. В связи с этим необходима независимая оценка длительности другими методами, в частности привязка к геохронологической шкале, но возможностей метода радиологической геохронологии применительно к оценке длительности формирования гранитоидных плутонов обычно недостаточно либо из-за низкой инструментальной точности, либо потому, что фиксируется возраст пос-

ледующих изменений породы, а не ее образования. Кроме случаев подобного "омоложения", иногда наблюдается и "удревнение".

Одной из главных причин неправильной (завышенной) оценки длительности формирования гранитоидных комплексов является то, что все еще недостаточно внимания уделяется изучению полихронности батолитов – крупных интрузивных тел гранитоидного состава, состоящих из разновозрастных комплексов. Другими словами, выявление полихронности – ключ к выяснению истинной длительности магматических процессов.

В качестве эталонного объекта может служить Мынчукурско–Арасанский полихронный гранитоидный плутон, расположенный в Мынчукурском антиклинальном блоке Джунгарского Алатау. В этом плутоне при детальном полевом исследовании выделено восемь интрузивных комплексов. При дальнейшей обработке собранного материала различными методами подтвердилась самостоятельность этих комплексов.

Пользуясь случаем, авторы выражают благодарность за обсуждение рукописи и сделанные замечания Н.Л. Добрецову и Э.П. Изоху, а также руководителям и сотрудникам аналитических лабораторий, в которых проводились исследования, и М.В. Поповой за помощь при подготовке монографии.

Условные сокращения

Аб	- альбит	Ол	- оливин
Амф	- амфибол	Пл	- плагиоклаз
Ан	- анортит	Пш	- полевой шпат
Би	- биотит	Рог	- роговая обманка
Гр	- гранат	Рп	- ромбический пироксен
Дол	- доломит	Ру	- рутил
Карб	- карбонат	Сил	- силлиманит
Кв	- кварц	Ставр	- ставролит
Корд	- кордиерит	Та	- тальк
Клц	- кальцит	Фенг	- фенгит
Кш	- калиевый полевой шпат	Хл	- хлорит
Ми	- микроклин	Цо	- цоизит
Мп	- моноклиновый пироксен	Шп	- шпинель
Му	- мусковит	Эп	- эпидот

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЫНЧУКУРСКОГО БЛОКА,
ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Мынчукурско-Арасанский полихронный плутон расположен во внешней структурно-формационной мегазоне Джунгаро-Балхашской складчатой системы герцинского возраста /Афоничев, Шлыгин, 1966; Афоничев, 1967, 1967а/ и приурочен к Мынчукурскому антиклинальному блоку, выступающему в ядре Центрально-Джунгарского антиклинория (рис. 1). В геолого-структурном отношении этот блок представляет собой выступ допалеозойского фундамента герцинских складчатых сооружений Джунгарского Алатау (комплекс основания по М.В. Муратову (1963)). В геолого-историческом плане допалеозойские формационные подразделения Мынчукурского блока составляют элемент каледонского Атасу-Джунгарского срединного массива, испытавшего тектоно-магматическую активизацию в раннем палеозое. В среднем и позднем палеозое массив был вовлечен в интенсивную геосинклинальную переработку.

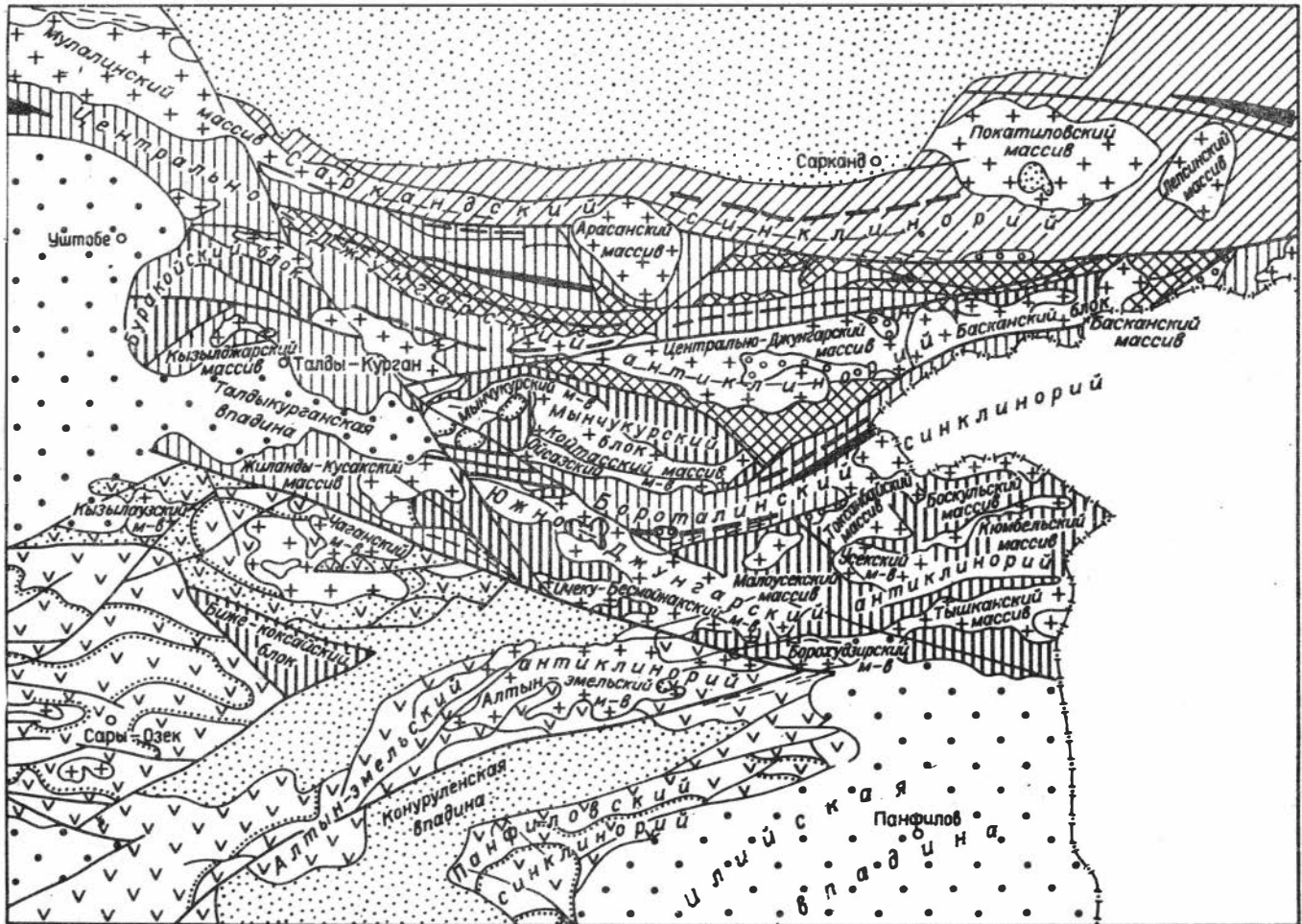
В строении догеосинклинального фундамента Мынчукурского блока участвуют два комплекса метаморфических пород докембрийского возраста, резко различающихся по составу и степени метаморфизма (рис. 2).

Ранний комплекс, образованный высокометаморфизованными и мигматизированными гнейсами, кристаллическими сланцами и ассоциирующими с ними гранитогнейсами, представляет собой реликты кристаллического цоколя Атасу-Джунгарского срединного массива. Поздний комплекс, отличающийся от предшествующего составом пород (кварциты, слюдистые кварциты и мраморизованные доломиты) и более низкой степенью метаморфизма, относится, вероятно, к чехлу того же срединного массива. Формирование позднепротерозойского структурного этажа завершается становлением интрузивов басканского комплекса.

В раннем палеозое в связи с процессами каледонской активизации Атасу-Джунгарского срединного массива произошло внедрение сининверсионных гранитов мынчукурского комплекса.

Стратифицированные образования герцинского геосинклинального структурного этажа, широко развитые в смежных синклиноньных структурах, в Мынчукурском блоке имеют незначительное развитие и образуют ряд разоб-щенных синклинальных структур, залегающих с резким несогласием на допалеозойском гранитно-метаморфическом фундаменте.

Гораздо шире и разнообразнее в Мынчукурском блоке проявились герцинские интрузивные образования. В целом они образуют сложный формационный ряд, состоящий из четырех последовательно формирующихся комплексов: теректинского, койтасского, ойсазского и салдыктасского. Кроме того, выделяются небольшие тела габброидов, прорывающие лейкократовые граниты ойсазского комплекса. Первые три комплекса объединены в гомодромную койтасскую габбро-гранитовую серию. Салдыктасский гранитный комплекс формируется с нарушением гомодромности и образует "редуцированную серию" без ранних габброидных членов.



- 1 [diagonal lines /]
- 2 [cross-hatch]
- 3 [vertical lines]
- 4 [inverted triangles]
- 5 [circles]
- 6 [stippled]
- 7 [horizontal lines]
- 8 [dots]
- 9 [stippled]
- 10 [circles]
- 11 [inverted triangles]
- 12 [circle with cross]
- 13 [diagonal lines \]
- 14 [diagonal lines /]
- 15 [horizontal lines]

Рис. 1. Фрагмент схемы основных структурных элементов Прибалхашья и Джунгарского Алатау (составил Н.А.Афоничев):

1-7 - геосинклинально-структурные комплексы Джунгаро-Балхашской складчатой системы: 1-3 - структурный комплекс собственно геосинклинального развития (1 - синклиорий внутренней зоны, 2 - антиклинории и 3 - синклиории внешней зоны); 4-7 - структурный комплекс орогенного этапа развития (4 - синклинали, сложенные вулканогенно-осадочными породами, 5 - синклинали, сложенные осадочными отложениями, 6 - антиклинали, сложенные вулканогенно-осадочными образованиями, 7 - выступы каледонского основания Атасу-Джунгарского срединного массива); 8, 9 - структурные комплексы постконсолидационной активизации: 8 - впадины, унаследованные с верхнего палеозоя, 9 - межгорные и предгорные впадины, сформировавшиеся в палеоген-четвертичное время; 10, 11 - структурные линии и оси складок: 10 - брахиформные складки, антиклинали (а) и синклинали (б); 11 - оси линейных складок, антиклинальных (а) и синклинальных (б); 12 - гранитоиды; 13 - региональные разрывные нарушения, влиявшие на режим осадконакопления и проявления магматизма; 14 - прочие разрывные нарушения; 15 - зоны смятия.

Метаморфические породы допалеозойского фундамента

До недавнего времени все немые древние осадочно-метаморфические образования Джунгарского Алатау подразделяли на три согласно залегающие свиты (снизу вверх): сарычабынскую кварцито-сланцевую, сууктубинскую кремнисто-карбонатную и текелийскую пестрого литологического состава при доминирующей роли сланцев и кремнистых пород. В известняках согласно перекрывающей жиландинской свиты присутствует фауна ордовика. В соответствии с такими стратиграфическими соотношениями возраст трех нижележащих свит трактовался по-разному в широком интервале времени от позднего докембрия до ордовика /Геология ..., 1966; 1971; Решения... 1976/. В последнее время разработана более детальная и обоснованная схема стратиграфического расчленения древнейших образований Джунгарского Алатау /Дубовский и др., 1974; Никитченко и др., 1973, 1975; Никитченко, 1978/.

Самая древняя сарычабынская свита, сложенная породами разного состава и разной степени метаморфизма, переведена ими в разряд серии и подразделена на коксуйскую и косагашскую свиты. К коксуйской свите отнесены гнейсы, кристаллические сланцы и мигматиты, а к вышележащей косагашской - кварциты и слюдястые сланцы*. По мнению указанных авторов,

* По последним данным И.И.Никитченко (1978) в сарычабынской серии выделяются (без подразделения на свиты) различные гранитогнейсы, реже мигматиты, гнейсы и сланцы. Косагашская, сууктубинская и текелийская свиты объединены в усекскую серию, причем первая из них резко отличается от остальных по степени метаморфизма. По нашему мнению /Добрецов Г.Л., Попов, 1981/, более удачна первоначальная схема деления, где к косагашской свите отнесены кварциты, слюдястые кварциты и кварц-фенгит-хлоритовые сланцы, метаморфизованные в зеленосланцевой фации метаморфизма.

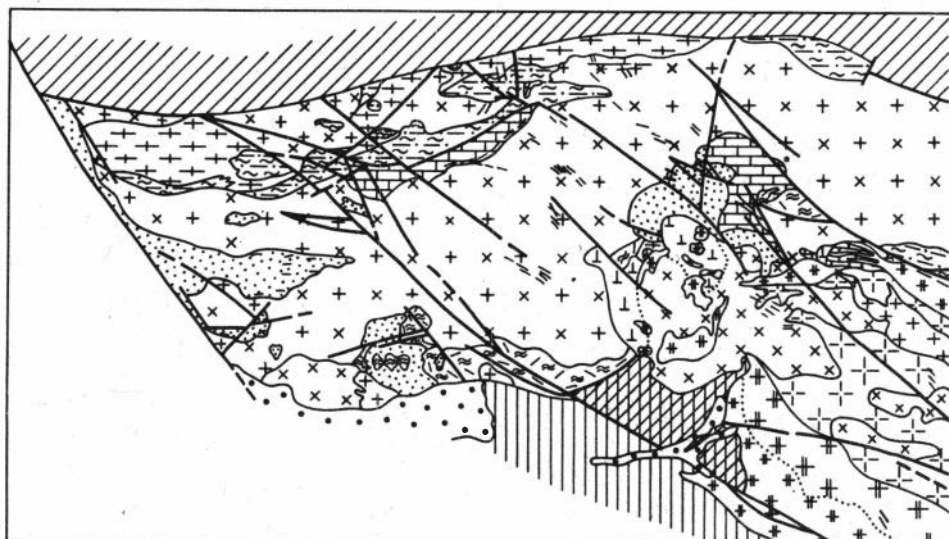
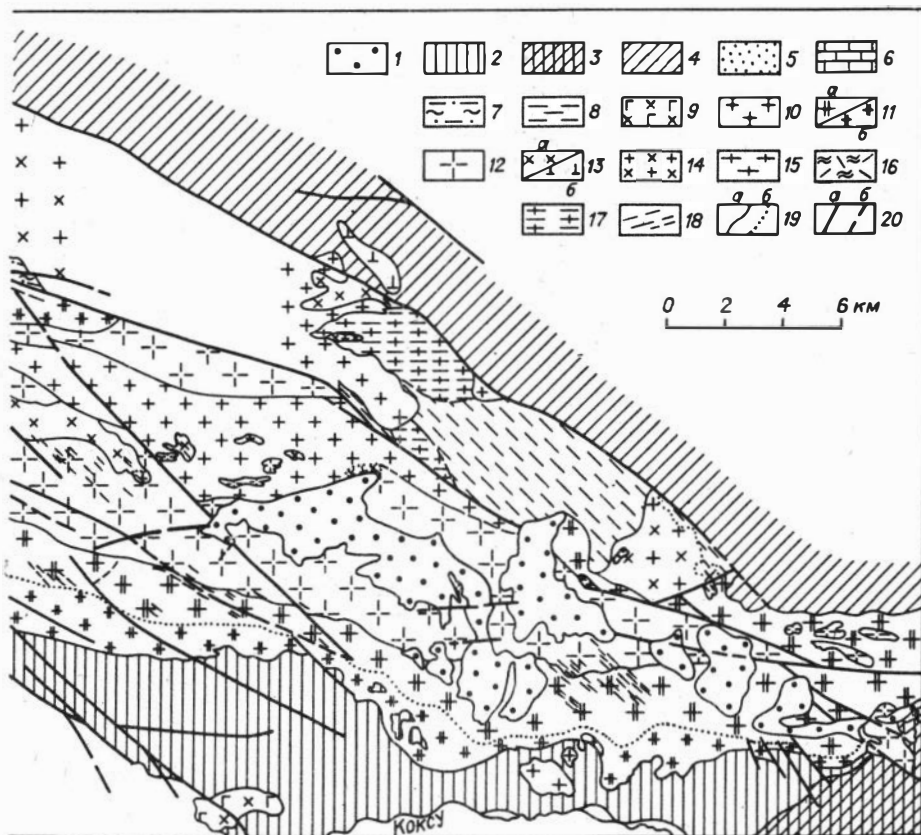


Рис. 2. Геологическое строение Мынчукурско-Арасанского плутона (составили Г.Л. Добрецов и Н.В. Попов):

1 - рыхлые кайнозойские отложения; 2 - раннекаменноугольные карбонатно-терригенные отложения Бороталинской зоны (синклинория); 3-5 - девонские терригенные отложения: 3 - Бороталинской зоны, 4 - Центрально-Джунгарской зоны (антиклинория), 5 - наложенных мульд; 6 - мраморизованные известняки сууктюбинской свиты среднего рифея; 7 - слюдистые слансы, кристаллические сланцы, редко амфиболиты коксуйской свиты раннего джунгарского комплекса, поздняя пермь, 10 - граниты, адамеллиты и грамикроклиновые граниты (а) и аляскиты краевой фации (б) ойсазского комплекса гранодиориты койтасского комплекса, ранняя пермь (?), 13 - диориты и ловле габбро-перидотиты (б) теректинского комплекса, ранний-, средний граниты мынчукурского комплекса, поздний ордовик (?), 15 - милонитизированный рифей, 16 - рассланцованные липариты и гранит-порфиры (порфиры и двуслюдяные граниты с гранатом тентексайского комплекса, ранний протозойские образования (а) и фациальные (б); 20 - разрывные нарушения

породы обеих свит участвуют в строении единых антиклинальных структур или термальных гранитогнейсовых куполов и связаны между собой постепенными переходами в соответствии с зональным распределением температур в таких куполах. Действительно, отсутствие четких стратиграфических соотношений между породами обеих свит затрудняет определение их возраста.

Наши исследования подтвердили присутствие в серии метаморфических образований, расположенных стратиграфически ниже сууктюбинской свиты (относимых ранее к сарычабынской свите), двух резко различных по составу комплексов пород, разделенных скачком в степени метаморфизма и принадлежащих к разным фациям регионального метаморфизма.



цы и кварциты косагашской свиты нижнего рифея; 8 – биотитовые парагней-протерозоя; 9–17 – интрузивные образования: 9 – габбро-диориты южно-нодиориты салдыктасского комплекса, поздняя пермь, 11 – существенно лекса, ранняя пермь, 12 – порфировидные амфибол-биотитовые граниты и габбро-диориты (а) и габбро, габбро-нориты, оливиновые габбро и амфибокарбон, 14 – катаклазированные двуслюдяные, существенно плагиоклазовые рованные и рассланцованные, калишпатовые граниты басканского комплекса, ды) шортандинского комплекса, поздний рифей, 17 – плагиогранито-гнейсы розой; 18 – дайки основного состава; 19 – геологические границы разно-прослеженные (а) и предполагаемые (б).

Аналоги коксуйской свиты в Мынчукурском блоке обнажаются в водо-раздельной части хр. Джунгарский Алатау на востоке изученной территории, в верховьях рек Верхний Ойсаз и Тентексай (см. рис. 2). Мигматизированные амфибол-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы слагают в этом районе сильно дислоцированную слоистую толщу и повсеместно характеризуются высокой степенью метаморфизма, соответствующей высокотемпературной части эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций ($V_3 \pm V_2$, см. гл. П). С метаморфическими паропородами тесно ассоциируют плагиоклазовые гранито-гнейсы (ортопороды) тентексайского комплекса, описание которых приведено ниже. В западной части кварциты, слюдястые кварциты и милонитизированные калиевые гранитоиды басканского комплекса метаморфизованы в

зеленосланцевой фации. Кварциты являются вероятными аналогами косагашской свиты и, по нашему мнению, залегают выше, чем гнейсы коксуйской свиты. Непосредственных взаимоотношений пород этих свит пока не найдено, но косвенные данные позволяют придерживаться этой точки зрения. Прежде всего это резко различная степень метаморфизма. Кварциты, судя по минеральным парагенезисам (см. гл. II) и по составу белых слюд (см. гл. IV), метаморфизованы в фации зеленых сланцев. С кварцитами тесно ассоциируют басканские гранитоиды (их описание см. ниже) совершенно другого типа, чем ассоциирующие с гнейсами коксуйской свиты плагиоклазовые гранитогнейсы. Возраст басканских гранитоидов, подвергшихся метаморфизму совместно с отложениями косагашской свиты, значительно меньше, чем возраст мигматизированных гнейсов (см. гл. V).

Стратиграфически выше сланцев и кварцитов косагашской свиты залегают карбонатные и кремнисто-карбонатные отложения сууктубинской свиты, датируемые средним рифеем. Отложения этой свиты в соседних районах имеют прямые стратиграфические соотношения с кварцитами, согласно залегая на последних /Шлыгин, Казанин, 1968/. Степень метаморфизма мраморизованных доломитов и известняков меньше, чем у подстилающих кварцитов и слюдястых сланцев, поскольку сохраняется ассоциация доломита с кварцем. Еще меньшей степенью метаморфизма обладают породы текелийской свиты (также среднерифейского возраста), преобразованные в филлиты и филлитовидные сланцы. Таким образом, у И.И. Никитченко (1978) в усекскую серию искусственно объединены резко различные по степени метаморфизма породы (от амфиболитовой фации до неметаморфизованных пород).

Разрез допалеозойских отложений Джунгарского Алатау, по последним данным /Никитченко, 1978/, завершается тьшканской серией, состоящей из трех последовательно формирующихся свит разного литологического состава, залегающих с разрывом и несогласием на породах текелийской свиты. Возраст пород серии по присутствию тиллитоподобных конгломератов, по онколитам и аналогии с другими районами определяется как поздний рифей-венд. Согласно перекрывающаяся кусакская серия относится /Никитченко, 1978/ к нижнему кембрию-ордовику. В верхних частях этой серии найдены органические остатки плохой сохранности (условно ордовикского возраста), а низы разреза содержат ванадие- и фосфатоносные породы. Таким образом, разные по литологии и по стратиграфической позиции толщи пород характеризуются различной степенью метаморфизма, что плохо согласуется с представлениями о термальных куполах, развиваемыми в работах А.Г. Дубовского и др. (1974), И.И. Никитченко и др. (1973, 1975, 1978).

Отложения среднего палеозоя

Осадочные породы среднепалеозойского структурного этажа широко развиты в прилегающих к Мьнчкурскому антиклинальному блоку синклиналиях (Бороталинский и Северо-Джунгарский синклиналии). В синклиналиях наблюдаются более полные разрезы осадочных пород, которые включают в себя девонские и раннекарбоновые (до башкирского яруса включительно) отложения. В пределах блока развиты лишь отложения нижнего и среднего девона сокращенной мощности, слагающие ряд синклиналиальных структур, резко несогласно наложенных на байкало-каледонское основание.

Описание одной из таких синклиналей – Тамдинской, опубликовано Н.А. Афоничевым и А.Е. Савичевой (1966). Синклиналь расположена в за-

падной части района и вытянута в широтном направлении. Здесь на размытой поверхности плагигранитов мынчукурского комплекса прослеживается маломощный (2–3 м с аркозами в основании) прослой мелкогалечниковых конгломератов, который выше по разрезу сменяется переслаивающимися песчаниками и алевролитами с редкими прослоями известняков. Эти отложения смяты в простую синклиналиную складку с углами падения на крыльях до 35–40°. Перекрытие плагигранитов девонскими отложениями наиболее хорошо видно вдоль южной границы синклинали на южном склоне хр. Мынчукур. В этом районе сильно расчлененный рельеф в совокупности с крутым падением плоскости налегания осадочных пород на плагиграниты создают извилистую границу синклинали.

Более сложная синклираль, разбитая многочисленными тектоническими нарушениями, обнажается в водораздельной части хр. Каратау. В северо-западной части синклинали, в основании разреза на размытой поверхности плагигранитов залегают аркозы с одиночными кораллами и коралловыми известняками (мощностью 10 м), выше по разрезу – зеленоватые песчаники с фауной (20 м) и далее мощная пачка (400 м) мелкозернистых песчаников и алевролитов черного цвета. В восточной части выше доломитов сууктубинской свиты обнажается мощная пачка (линза) крупновалунных конгломератов. Валунуны представлены доломитами без фауны, кварцитами, слюдястыми сланцами и магматическими породами (в частности, порфироидами, похожими на шортандинские, и плагигранитами, сходными с гранитоидами мынчукурского комплекса). Видимая мощность конгломератовой пачки 200–250 м. Кроме этих двух крупных синклиналей обнаружены несколько более мелких (см. рис. 2).

В районе слияния рек Ойсаз и Чиже обнажаются алевролиты позднего девона, занимающие довольно большую площадь. Слои алевролитов залегают вертикально или имеют очень крутое падение. В среднем течении р. Чимбулак и далее на восток герцинские граниты плутона прорывают раннекарбонные отложения, распространенные на юго-востоке района, с угловым несогласием перекрывают отложения позднего девона и прорваны более молодыми гранитами ойсазского и, вероятно, койтасского комплексов.

Интрузивные образования Мынчукурского блока (их взаимоотношения и принципы расчленения)

Как уже отмечалось, большая часть Мынчукурского блока сложена интрузивными породами в основном гранитного состава. Эти магматические породы образуют единое в пространстве тело, которое формально может быть названо гранитным батолитом. Однако общность пространства не подразумевает общность генезиса. Нижеприведенный анализ показывает, что это полихронный плутон, сформированный, по крайней мере, восемью разновозрастными комплексами.

Неоднозначная трактовка объема и содержания основного формационного понятия "интрузивный комплекс" – одна из главных причин существующих расхождений в интерпретации формационной принадлежности и строения конкретных интрузивных массивов и соответственно в отнесении каждого из них к одному или нескольким интрузивным комплексам. Обычно эти расхождения сводятся к подмене понятий "интрузивная фаза" – "интрузивный комплекс", в связи с чем следует пояснить базовую терминологию, используемую в данной работе.

Терминологические вопросы применительно к интрузивным образованиям обстоятельно и, с нашей точки зрения, наиболее удачно рассмотрены в монографии С.М. Бескина и его соавторов (1979). В согласии со взглядами этих исследователей под интрузивной фазой (или генерацией) понимается "совокупность геологических тел, образованных конкретной интрузивной породой устойчивого облика (структуры) и состава (возможно, лишь небольшие вариации)" и обладающих достаточно резкими контактами с телами других фаз. Интрузивный комплекс – это совокупная последовательность нескольких интрузивных фаз, упорядоченная в отношении изменения состава пород и их физиографического облика. Следовательно, важнейшее свойство интрузивного комплекса – его внутренняя упорядоченность (гомодромность), отражающая определенную эволюционную направленность интрузивного процесса. Поэтому любое резкое нарушение этой упорядоченности в эволюции состава и облика пород должно расцениваться как указание на возможность появления нового комплекса, т.е. использоваться как критерий для разделения разновозрастных интрузивных комплексов. В качестве таковых, например, могут служить срезания крупнозернистыми породами более мелкозернистых разностей того же или другого состава, или же прорывание крупно-, среднезернистых гранитоидов одного состава такими же по структуре гранитоидами, но заметно отличающегося состава, в особенности более основного. Близкое, но более широкое понятие магматического комплекса, ссылаясь на А.Ф. Белоусова и Ю.А. Кузнецова, приводит Э.П. Изох (1972, 1978). Магматическая серия, состоящая из нескольких комплексов, по Э.П. Изоху, представляет собой "сложный комплекс". В полихронном плутоне объединены в пространстве несколько разновозрастных комплексов и серий.

При разделении комплексов наряду с другими признаками должны учитываться значительные перерывы магматической деятельности во времени /Изох, 1978/. Привычными и общепризнанными критериями таких перерывов являются перекрытие интрузивов осадочными и вулканогенными породами или прорывание их закаленными дайками порфирированного облика ("дайками-прокладками") /Добрецов Н.Л., Попов, 1974/. Изучение гранитовых комплексов в Казахстане показывает, что для типовой схемы строения комплекса характерна последовательность: главная интрузивная фаза, одна-две генерации дополнительных интрузивов и также одна-две (редко больше) фазы жильных внедрений. Для интрузивных гранитоидных комплексов пестрого состава такая последовательность может усложняться, но незначительно, а главное – она всегда остается гомодромной.

Таким образом, при расчленении полихронных плутонов на комплексы следует особое внимание уделять доказательствам перерыва магматической деятельности. В идеальном случае – это наличие осадочных пород, перекрывающих породы древнего комплекса и прорванных породами более молодого. В нашем районе примером этого служат девонские отложения, перекрывающие плагиограниты мынчужурского комплекса и прорванные габброидами тектинского комплекса и более поздними гранитоидами. Другой бесспорный, по нашему мнению, факт перерыва – наличие закаленных основных даек, секущих породы раннего комплекса и прорванных гранитоидами позднего /Добрецов Н.Л., Попов, 1974/. Массовое внедрение базитовых даек в общем случае доказывает, что гранитный очаг, из которого происходило формирование раннего комплекса, был исчерпан, благодаря чему смогли внедриться дайки более глубинной основной магмы. При таком подходе, как справедливо подчеркнул М.А. Осипов (1978), имеются определенные трудности, если встречаются так называемые синконсолидационные дайки, которые не име-

ют зон закалки, будинированы и перекристаллизованы (ороговикованы). Такие дайки, вероятно, образовались при внедрении базитового расплава в полужатвердевший магматический очаг /Ермолов и др., 1977/.

Не менее важны и другие признаки различия: структурно-тектонические, геолого-петрографические, геофизические, петрохимические, геохимические, радиологические и т.д., примененные в совокупности, так как возможности любого из этих методов, взятого в отдельности, нередко ограничены. Причина этой ограниченности – широкое проявление унаследованности в полихронных плутонах типа Мынчукурского состава (минералогического и химического) пород разных комплексов, структурно-тектонических условий их формирования, а при радиологических исследованиях – процессы "омоложения" или реже "удревнения" пород /Амшинский, Ворсин, 1970/. При выделении интрузивных комплексов и доказательстве их самостоятельности в Мынчукурско-Арасанском плутоне мы пользовались совокупностью этих методов.

Наиболее древние интрузивные породы в Мынчукурском блоке – плагиооклазовые гранитогнейсы тентексайского комплекса, находящиеся в тесной пространственной ассоциации с древнейшими высокометаморфизованными и мигматизированными гнейсами и кристаллическими сланцами, обнажающимися в восточной части Мынчукурского блока в верховьях рек Верхний Ойсаз и Тентексай (см. рис. 2). Вероятно, что эти пара- и оргоматоморфические породы связаны не только в пространстве, но и во времени формирования, так как гранитоиды – синметаморфические по ряду признаков. Они обладают сложными складчато-вихревыми текстурами, содержат в себе эпидот, характерный для вмещающих гнейсов /Добрецов, Попов, 1981/. Кроме того, эти гранитоиды образовались из низкотемпературной, насыщенной водой и другими летучими магмы (см. гл. IV), не способной к большим вертикальным перемещениям /Соболев, 1973/.

Тентексайские гранитоиды объединяют несколько групп пород, представляющих собой, вероятно, фазы внедрения – от меланократовых биотитовых до лейкократовых двуслюдяных гранитов с гранатом, хотя не исключено, что это разные комплексы. Промежуточные биотитовые граниты с переменным количеством мусковита иногда содержат участки с развитием своеобразных "шаровых" гранитов.

Взаимоотношения тентексайских гранитогнейсов с другими породами, к сожалению, изучены слабо и более определенно можно говорить лишь о том, что лейкократовые двуслюдяные граниты с гранатом в виде ветвящихся апофиз и жил секут высокометаморфизованные кристаллические сланцы и мигматизированные гнейсы и вмещают в себя их ксенолиты, причем характерны плоские (мощностью 3–5 см) и протяженные (до 3–5 м) ксенолиты Кв – Пл – Би роговиков. Верхняя возрастная граница двуслюдяных гранитов устанавливается по прорыванию их мелкозернистыми гранодиоритами салдыктасского комплекса пермского возраста. В соседних районах, в долине р. Коксу, аналогичные гранитоиды (гранитогнейсы) объединены вместе с гнейсами и кристаллическими сланцами в сарычабынскую свиту протерозойского (?) возраста.

До некоторой степени условно к тентексайскому комплексу наряду с плагиогранитогнейсами относятся массивные мелко-, среднезернистые двуслюдяные граниты с гранатом, небольшие массивы которых тесно ассоциируют с плагиогранитогнейсами и мигматизированными гнейсами и прорывают их. Эти породы также могут представлять собой своеобразную, наиболее глубинную фацию гранитоидов салдыктасского комплекса /Добрецов Г.Л., Попов, 1975, 1976/.

Шортандинский комплекс образован разнообразными по структуре и внешнему облику, но петрохимически идентичными порфироидами, возникшими за счет динамометаморфизма и низкотемпературного зеленосланцевого преобразования кислых порфировых пород – липаритов и гранит-порфиров, видимо, субвулканического происхождения. Ранее эти породы рассматривались нами совместно с милонитизированными гранитами в составе единого басканского комплекса /Добрецов Г.Л., Попов, 1975, 1976; Попов, Добрецов, 1977/. Однако независимость пространственного размещения порфиroidов и милонитизированных гранитов, различие структурного облика этих пород, а следовательно, и условий их образований, и, наконец, сопоставление рассматриваемых пород с аналогичными образованиями в Атасу-Мойнтинском антиклинории, где они относятся к двум самостоятельным эффузивно-субвулканическому и последующему интрузивному комплексам /Авдеев, 1974; Геология . . . , 1972/, послужили основанием для выделения порфиroidов в самостоятельный комплекс древних липаритов и гранит-порфиров, предшествующий становлению гранитов собственно басканского комплекса. Порфироидами сложены незначительные площади по южному склону хр. Каратау, а также на правом борту долины р. Кора (южный крутой склон гор Мынчукур). В первом случае рассланцованные липариты образуют внешнюю экзоконтактовую оторочку Мынчукурского массива плагигранитов позднего ордовика и прорваны ими, а во втором – они прорывают слюdistые кварциты и слюdistо-кварцевые сланцы косагашской свиты, содержат в себе ксенолиты и ксеноблоки кварцитов и, по-видимому, сами прорваны милонитизированными гранитами более молодого басканского комплекса.

Басканский комплекс – типичный представитель милонитизированных гранитов, расположенный в одноименном антиклинальном блоке (верховья рек Малый и Большой Баскан и правого безымянного притока р. Сарканд – см. рис. 1). Разгнейсованные граниты Басканского массива залегают среди хлорит-серицитовых филлитовидных черных сланцев с прослоями массивных белых кварцитов, выше по разрезу обнажается пачка карбонатных пород. Все эти образования, – вероятно, аналоги текелийской серии верхнего рифея. Местами видно, что плоскость контакта гранитов с вмещающими сланцами располагается под острым углом к сланцеватости и срезает ее. В приконтактовой зоне гранитного массива (50–100 м) сланцы приобретают узловатую текстуру и в них появляется гранат. В эндоконтактовой части этого массива, в зоне от 30 до 50 м, наблюдается переход от мелко-, среднезернистых гранитов краевой фации к типичным крупно-, грубозернистым катаклазированным гранитам басканского комплекса.

В западной части Мынчукурского блока наряду с грубозернистыми басканскими гранитами также встречаются мелко- и среднезернистые мусковитизированные микроклиновые граниты, но в участках их развития из-за плохой обнаженности и сложной тектонической обстановки взаимоотношения между ними не выяснены. По аналогии с Басканским массивом можно предположить, что эти мелкозернистые разности представляют собой краевую фацию гранитных тел. Басканские граниты, как и близкие им по возрасту порфиroidы, содержат в себе ксенолиты кварцитов и слюdistых кварцитов косагашской свиты (рис. 3). Граниты и порфиroidы с вмещающими кварцитами смяты в складки. Одна из таких складок небольшого размера, но с крутым падением крыльев наблюдалась в водораздельной части хр. Мынчукур среди крупнозернистых милонитизированных гранитов (рис. 4).

Плагноклазовые граниты мынчукурского комплекса слагают крупный массив в бассейне р. Кора. Контакты его круглые, близкие к вертикальным.

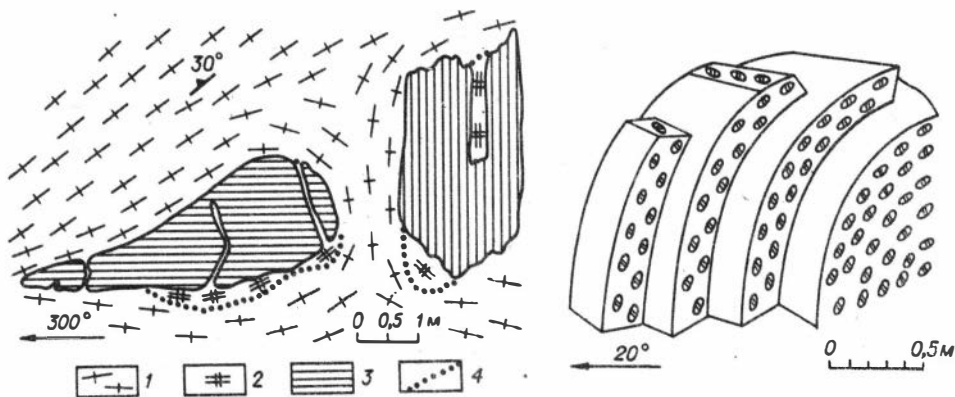


Рис. 3. Крупные ксенолиты слюдястых кварцитов (3) и крупнозернистых гранитов басканского комплекса (1), по контакту ксенолита с гранитом наблюдается зона грубозернистого пегматоидного гранита (2), с нерезкими границами (4). Сланцеватость гранитов "обтекает" размоориентированные ксенолиты (зарисовка обнажения, хр. Мынчукур).

Рис. 4. Крупнозернистые милонитизированные граниты басканского комплекса смяты в крутую складку. Крылья складки легко прослеживаются по плоскостям сланцеватости и по ориентировке очков полевых шпатов (зарисовка обнажения, хр. Мынчукур).

очень часто контактовые зоны имеют сложное строение: эндоконтактовая зона массива (мощность до 0,5 км) насыщена ксенолитами, а ближе к контакту - ксеноблоками вмещающих пород; в экзоконтактовой зоне (приблизительно такой же мощности) вмещающие породы пронизаны различными по мощности и простиранию апофизами этих же гранитов. Неоднократно в обнажениях можно видеть, что плагииграниты прорывают вкрест сланцеватости кварциты, сланцы, порфирииды и милонитизированные граниты, но чаще всего встречаются апофизы, совпадающие со сланцеватостью вмещающих пород. Нужно подчеркнуть, что первый случай (пересечение) несет больше информации и свидетельствует о том, что мынчукурские плагииграниты образовались после тектонических деформаций, которые привели к интенсивному рассланцеванию более древних пород.

Мынчукурский массив имеет сравнительно однородное строение, выделяется лишь краевая фация мелкозернистых гранитов и фация ядра, представленная среднезернистыми гранитами. Плагииграниты, как уже отмечалось ранее, трансгрессивно перекрыты отложениями раннего девона, особенно хорошо это видно в Тамдинской синклинали. Осадочные породы этой складки имеют углы падения на крыльях до 35-40°, причем подстилающие граниты катаклазированы, так же как и в других частях массива. Степень катаклаза мынчукурских плагиигранитов по сравнению с басканскими гранитами и порфириодами значительно ниже. Аналогичные гранитоиды в соседних районах перекрыты раннесилурийскими отложениями /Майрин, Шлыгин, 1966/.

Возраст мынчукурских плагиигранитов с учетом в основном геологических данных соответствует верхнему ордовики, что единодушно подчеркивалось всеми предыдущими исследователями.

Более молодые герцинские интрузивные породы района подразделяются на четыре комплекса: теректинский, койтасский, ойсазский и салдыктасский. В соседних районах обнажается центральноджунгарская габбро-гранитовая серия /Конников и др., 1977/. Эта серия с точки зрения кратковременности типична, так как три комплекса, слагающие ее, укладываются в узкий интервал времени на рубеже намюра и среднего карбона, что доказано геологическими методами /Геохронология ..., 1974/. Эти две серии нельзя считать полными аналогами, вероятно, из-за различия структурно-формационных зон, в которых они образовались. Общим по возрасту и составу пород для той и другой серии оказывается ранний член - теректинский габброидный комплекс, более поздние гранодиориты, адамеллиты и граниты алтынэмельского комплекса центральноджунгарской серии с некоторой долей условности соответствуют койтасскому и ойсазскому комплексам койтасской серии. Эта условность связана с различием петрохимических типов сопоставляемых гранитоидов, которое можно объяснить различием структурно-тектонических условий формирования массивов /Добрецов, Добрецова, 1973/.

Таким образом, по аналогии с центральноджунгарской габбро-гранитовой серией возраст койтасской серии попадает в узкий интервал на границе раннего и среднего карбона. Данные калий-аргонового возраста, особенно для ойсазских гранитов (275 млн. лет по биотиту), вступают в противоречие с "геологическим" определением возраста. Мы принимаем ранне-, среднекарбонный возраст серии, а упомянутое противоречие разрешается при анализе калий-аргоновых датировок в гл. V.

Габбро-диориты теректинского комплекса слагают два небольших штокообразных массива - Коринский (в нижнем течении р. Кора) и Шарыктасский, обнажающийся севернее слияния Чиже и Ойсаза в бассейне Теректы и Шарыктаса. Среди более молодых гранитоидов отмечаются ксенолиты и крупные бескорневые останцы - ксеноблоки диоритов и габбро-диоритов, принадлежащих по всем признакам к теректинскому комплексу (см. рис. 2). Особенно часто эти ксеноблоки встречаются в водораздельной части хр. Койтас.

Теректинский комплекс объединяет дифференцированные габброиды (I фаза) и тесно связанные с ними габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты (II фаза). Помимо того, выделяются грубозернистые пегматоидные габбро и габбро-диориты. Они имеют, вероятно, позднемагматическое происхождение, так как тела пегматоидных габброидов обнаруживают постепенные переходы к габбро I фазы и не встречаются в диоритах и кварцевых диоритах II фазы.

Коринский массив представлен в основном габбро-диоритами и диоритами II фазы. В Шарыктасском массиве присутствуют обе фазы, границы между которыми не всегда удастся проследить. В этом же массиве иногда наблюдается расслоенное габбро, слои которого представлены породами разной степени мел-чократовости. В северной и западной частях Шарыктасского массива преобладает пегматоидное габбро, образуя жилы- и линзообразные тела, чаще неправильной формы среди габбро и габбро-диоритов. Нужно отметить, что скопления тел пегматоидного габбро тяготеют к контактам массива с карбонатными породами сууктубинской свиты.

Границы массивов габбро-диоритов с вмещающими породами простые прямолинейные, большей частью, вероятно, тектонические. Непосредственный контакт габбро-диоритов с плагиогранитами мынчукурского комплекса удалось наблюдать на правом берегу р. Кора возле моста. Здесь угловатые

ксенолиты плагиогранитов встречаются в эндоконтактной части Коринского массива, а апофизы диоритов пересекают плагиогранит. Плагиограниты вблизи контакта ороговикованы, но следов плавления не заметно даже в непосредственном контакте. Прорывание габброидами девонских отложений хорошо видно на водоразделе хр. Каратау (северный контакт Шарыктасского массива).

В восточной части породы Шарыктасского массива метасоматически изменены более поздними гранитоидами (в основном койтасского комплекса). Метасоматические изменения выражены в появлении среди нормальных габбро-диоритов и диоритов полос или пятен с порфиробластовыми выделениями красноватого полевого шпата. Сгущения этих полос и пятен, как правило, наблюдаются в ксенолитах и ксеноблоках, а также вблизи контакта с более поздними гранитоидами. Вторичные изменения меньше развиты в Коринском массиве, наиболее удаленном от молодых гранитоидов (на данном уровне эрозионного среза). В этом массиве на левом берегу р. Кора вдоль дороги в скальных обнажениях наблюдаются такситовые диоритоиды, представляющие собой типичные эруптивные брекчии.

Более молодыми интрузивными образованиями района являются гранитоиды койтасского комплекса. Порфиroidные гранодиориты (I фаза) и граниты (II фаза) этого комплекса слагают вытянутый в близширотном направлении одноименный массив. Длина его около 50 км при ширине выходов на дневную поверхность до 5–6 км. На севере и юге Койтасский массив срезается более молодыми гранитоидами. Северо-западная часть массива, сложенная порфиroidными гранитами с мелко-, среднезернистой основной массой, вероятно, представляет его апикальную часть. На западе массива порфиroidные граниты прорывают теректинские габбро-диориты и диориты. Там же в западной части крупного ксеноблока в скальном обнажении наблюдались взаимоотношения теректинских кварцевых диоритов и порфиroidных гранитов койтасского комплекса с диабазовыми дайками разного возраста и с аплитовой дайкой (рис. 5).

Наиболее древняя диабазовая дайка прорывает кварцевые диориты теректинского комплекса и включает в себя его ксенолиты. Кварцевые диориты с древней дайкой прорваны порфиroidными гранитами койтасского комплекса. Контакт порфиroidных гранитов на большей части обнажения совпадает с плоскостью контакта древней диабазовой дайки и далее под острым углом срезает ее. Порода дайки у контакта с поздним гранитом более крупнозернистая и в ней местами появляются порфиroidности или скопления порфиroidности красноватого полевого шпата. Все эти породы прорывает аплитовая дайка. Последним интрузивным событием является внедрение диабазовой дайки, залечивающей трещину, по которой произошел сдвиг с небольшой амплитудой.

Таким образом, койтасские гранитоиды являются самостоятельным комплексом, отделенным от раннего теректинского перерывом магматической деятельности, во время которого произошло внедрение даек, более основных по составу, чем завершающие формирование теректинского комплекса кварцевые диориты.

Койтасский массив, как уже отмечалось, с севера и юга ограничен более молодыми гранитами, поэтому мы не имеем достаточно фактов о его форме и взаимоотношениях койтасских гранитов с вмещающими породами (кроме теректинских габброидов). По нашему представлению, наиболее вероятно пластообразная форма тела массива. Такое строение характерно для других гранитоидных батолитов и неоднократно доказано геофизическими ис-

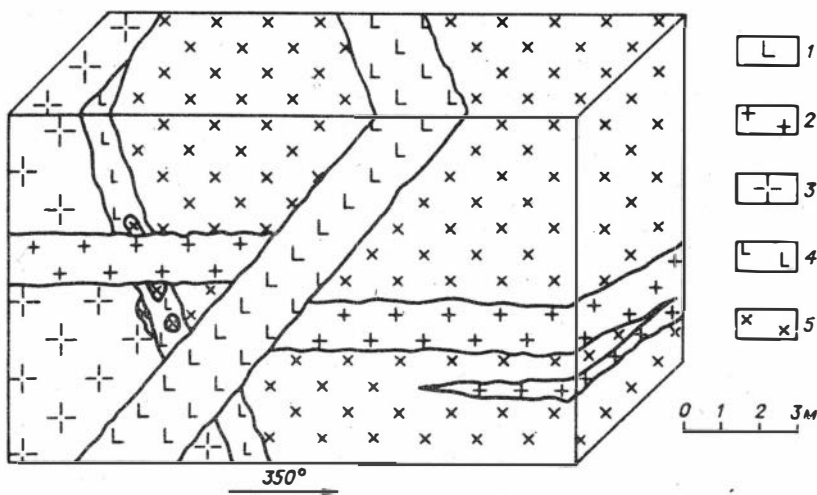


Рис. 5. Взаимоотношения кварцевых диоритов теректинского комплекса (5) с порфиоровидными гранитами койтасского комплекса (3) и с "промежуточной" дайкой диабаз (4). Более молодые аплитовые (2) и диабазовые (1) дайки пересекают все типы пород (блок-диаграмма по зарисовке обнажения, водораздельная часть хр. Койтас).

следованиями. Для Казахстана, например, мощность изометричных аляскитовых гранитов Каркаралинского плутона /Потапов, Маликова, 1974/ равна 4–6 км при ширине 30–35 км. Для линейно-вытянутых батолитов змеиногорского комплекса /Кузбный, 1973/ мощность приблизительно та же при ширине до 30 км.

Расположенный севернее изучаемого нами района Центрально-Джунгарский массив (см. рис. 1) также имеет пластообразную форму. Вероятнее всего, это тоже полихронный плутон, сложенный аналогами комплексов, выделенных нами в Мынчукурско-Арасанском плутоне. Донная часть юго-западного окончания Центрально-Джунгарского массива хорошо видна в глубоком врезе среднего течения р. Кора на ее правом борту. Здесь мощные апофизы, отходящие от массива и залегающие почти горизонтально, прорывают вмещающие отложения девона. Выше по склону обнажаются гранитоиды с крупными ксеноблоками ороговикованных песчаников и алевролитов девона. Ограничения ксеноблоков грубо совпадают с простиранием расположенных ниже апофиз. Можно думать, что такой характер имел (до внедрения ойсазских гранитов) южный контакт Койтасского массива, но донная часть его не вскрыта, несмотря на тысячеметровые эрозионные врезы. Учитывая также наблюдаемую вертикальную мощность Центрально-Джунгарского батолита над вышеупомянутым субгоризонтальным контактом не менее 1,5–2 км, мощность Койтасского массива, вероятно, составляет более 3 км.

Лейкократовые граниты ойсазского комплекса прорывают койтасские гранитоиды. Ойсазский массив расположен вдоль южного контакта Койтасского массива и вытянут в близширотном направлении на 40 км при ширине выходов на дневную поверхность 2–4 км. Он представляет собой типичный трещинный интрузив, который залечивает Сарычильдинский разлом /Афоничев, Шлыгин, 1966/. Северный контакт массива чаще всего тектонически

осложнен нарушениями с небольшой амплитудой. Однозначные взаимоотношения с койтасскими гранитами наблюдались в западном окончании массивов на водоразделе рек Чиже и ее правого притока – Теректы. Здесь протяженные апофизы крупнозернистых лейкократовых гранитов ойсазского комплекса прорывают койтасские.

В южной части вдоль всего массива непрерывной полосой протягивается краевая фация мелко-, среднезернистых аляскитов. Резкого контакта между средне- и крупнозернистыми гранитами нет, всегда, где позволяет обнаженность, прослеживается постепенный переход.

Аляскиты краевой фации резко выделяются в рельефе местности. Они образуют гряды с относительным превышением от 200 до 400 м. На отдельных вершинах этой гряды нередко обнажаются "провесы кровли" орогованых вмещающих осадочных пород. В целом южный контакт массива близок к вертикальному, что прекрасно видно в почти километровых врезках рек Арасан и Тентексай. Под провесами кровли нередко наблюдаются линзы и жилы пегматитов, а в одном месте (восточнее г. Чемульсык) – кварцевожильный штокверк. В тех и других породах не обнаружены видимые концентрации рудных компонентов. Здесь же в южном эндо- и экзоконтакте наблюдаются тела ранних аплитовидных гранитов. Они имеют резкие контакты со среднезернистыми гранитами краевой фации ойсазского комплекса, причем аплитовидный гранит в виде ксенолитов встречается в ойсазских мелко-, среднезернистых аляскитах. Аплитовидные граниты еще более устойчивы: к процессам выветривания, и их небольшие выходы образуют на склонах делювиальные "плащи". Эти граниты мы присоединяем (с некоторой долей условности) к ойсазскому комплексу. Возможно, это ранняя фаза ойсазского комплекса, имеющая очень ограниченное распространение.

На западном продолжении Ойсазского массива среди габброидов теректинского комплекса обнажаются пластообразные пологозалегающие тела среднезернистых лейкократовых гранитов ойсазского комплекса. Практически они не оказывают никакого воздействия на вмещающие габброиды, что лишь раз подтверждает относительно низкую теплоемкость гранитных расплавов, близких по составу к эвтектике.

Нужно отметить, что граниты ойсазского комплекса очень однообразны по текстурным особенностям и характеризуются одной фазой внедрения, если не учитывать незначительные по объему тела аплитовидных гранитов. Выделяются только краевая фация средне-, мелкозернистых аляскитов и фация ядра крупнозернистых и лейкократовых гранитов. В гранитах очень редки ксенолиты и нередко наблюдаются аплитовые жилы. Дайки диабазов, прорывающие граниты, залечивают системы трещин северо-западного простирания. Это направление характерно и для Койтасского массива, а диабазы, вероятно, являются общими для обоих комплексов. Таким образом, нет однозначных геологических критериев для возрастного обособления ойсазского комплекса. Скорее наоборот, тесная пространственная сопряженность, сходные структурно-тектонические условия формирования и фация глубинности свидетельствуют о сближенном времени формирования этих массивов. Мы вслед за предыдущими исследователями /Семенов, 1960; Афоничев, Шлыгин, 1966; и др./ условно выделяем самостоятельный ойсазский комплекс.

Нами впервые выделен салдыктасский комплекс мелко- и среднезернистых гранитоидов позднепермского возраста. Гранитоиды этого комплекса слагают крупный массив севернее Койтасского. Большая часть контакта между этими породами тектоническая или скрыта под молодыми ледниковыми отложениями (см. рис. 2).

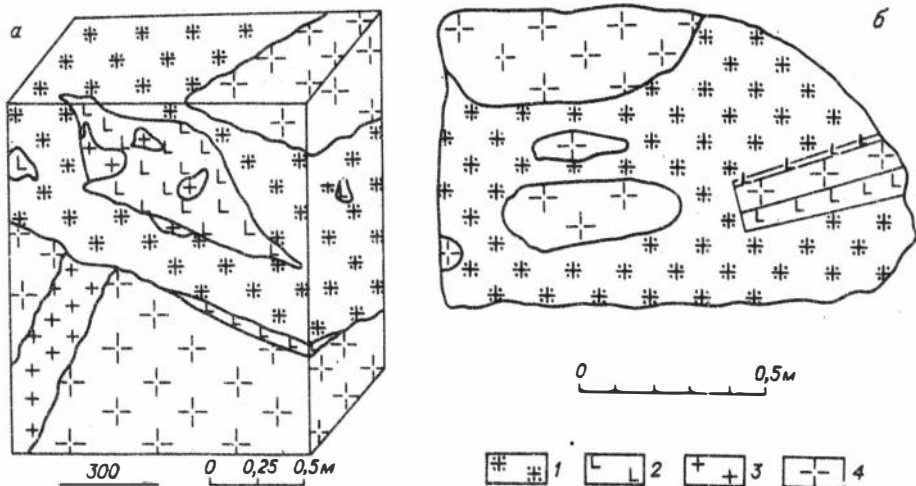


Рис. 6. Взаимоотношения порфировидных гранитов койтасского комплекса (4) и среднезернистых гранитов салдыктасского комплекса (1). Контакт последних срезает дайки аплитов (3) и диабазов (2), прорывающих койтасские граниты, причем салдыктасские граниты включают в себя обломки диабазовой дайки с ксенолитами аплита (блок-диаграмма по зарисовке обнажения (а) и зарисовка глыбы (б), водораздельная часть хр. Койтас, в районе г. Салдыктас).

В водораздельной части хр. Койтас, в районе г. Салдыктас, в скальных обнажениях удалось несднократно наблюдать взаимоотношения койтасских и салдыктасских гранитоидов. Здесь в салдыктасских гранитах встречается масса разнообразных по форме ксенолитов и ксеноблоков. Преобладают ксенолиты порфировидных гранитоидов койтасского комплекса, в меньшей мере распространены теректинские габброиды. В одном из обнажений видно, что среднезернистые граниты салдыктасского комплекса в виде дайки прорывают порфировидные граниты койтасского (рис. 6, а). Плоскость контакта срезает жилу аплита и частично совпадает с контактом древней диабазовой дайки, обломки которой в виде ксенолитов встречаются в среднезернистом граните. Диабаз в свою очередь включает в себя ксенолиты аплита. Подобные взаимоотношения салдыктасских и койтасских гранитов с промежуточными дайками основного состава встречаются в районе г. Салдыктас повсеместно. Простираение этих древних диабазовых даек совпадает с вышеупомянутой системой трещин Койтасского и Ойсазского массивов северо-западного простираения. Вероятнее всего, дайки залечивают одну систему трещин. Восточнее этого района такие взаимоотношения встречаются значительно реже (см. рис. 6, б), что можно объяснить неравномерным распределением даек в гранитных массивах.

Прямые факты о перерыве магматической деятельности, который фиксируется внедрением более глубинных основных даек, подтверждаются и косвенными данными. Среди них можно назвать нарушение гомодромности — меланократовые гранодиориты ранней фазы внедрения салдыктасского комплекса прорывают лейкократовые порфировидные граниты, завершающие формирование койтасского комплекса.

Обращают внимание особые структурно-тектонические условия формирования салдыктасских гранитоидов. Салдыктасский массив представляет собой тело, состоящее из сложного переплетения линзовидных тел и даек различной мощности, разнообразных протяжений и элементов залегания (чаще всего углы падения близки к вертикальным). Неоднократные наблюдения взаимоотношений гранитоидов в скальных обнажениях и делювиальных глыбах позволяют говорить о гомодромном развитии этого комплекса (в контакте более лейкократовая порода всегда оказывается секущей более меланократовую).

Наиболее распространенные и характерные гранитоиды салдыктасского комплекса выделены в самостоятельные фазы: I - биотит-роговообманковые гранодиориты; II - биотитовые граниты (главная фаза) и III - лейкократовые граниты. Формирование комплекса завершается внедрением аплитовых и пегматитовых жил и основных даек.

К сожалению, нам не удалось наблюдать четких и однозначных взаимоотношений салдыктасского и, вероятно, предшествовавшего ему ойсазского комплекса. Сделанные ранее выводы /Добрецов Г.Л., Попов, 1975/ о том, что салдыктасский комплекс формировался раньше ойсазского, были предположительными и не имели достаточно надежного обоснования. Более того, по структурно-тектоническому и пространственному положению Ойсазский массив ближе к Койтасскому, а по текстурно-структурным, петрохимическим и минералогическим особенностям (см. гл. II-IV) ойсазские граниты более похожи на граниты поздней фазы койтасского комплекса, нежели на салдыктасские гранитоиды.

К послесалдыктасскому комплексу мы относим "молодые" габброиды, небольшие штокообразные тела которых за пределами нашего района исследования прорывают отложения девона и среднего карбона. На нашем участке одно из таких тел, обнажающееся в междуречье Арасана и Тентексяя, прорывает ойсазские граниты. Это тело овальной формы (50 х 100 м), вытянутое в северо-западном направлении. Контакт с вмещающими лейкократовыми гранитами четкий, близок к вертикальному. Эндо- и экзоконтактные зоны (мощностью 3-5 м) габброидного тела отличаются от пород, обнажающихся на удалении от контакта. Гранит в этой зоне несет черты явного переплавления, причем материал расплавленного гранита ассимилировался габбровым расплавом (см. гл. II).

Предположение, что этот габбровый массив и несколько других, расположенных за пределами Мынчукурского блока, являются ранними членами салдыктасского комплекса (в этом случае салдыктасской серии), не выдерживает критики из-за пространственной разобщенности габбровых массивов и гранитоидов салдыктасского комплекса, а также при анализе калий-аргоновых данных (см. гл. V).

В заключение еще раз повторим геологические критерии, на основании которых выделены комплексы интрузивных пород и определен их возраст. Для древнейших комплексов это в основном структурно-тектоническая приуроченность гранитоидов к определенным толщам и степень их разгнейсованности и катаклаза. Теректинские гранитоиды тесно ассоциируют с высокометаморфизованными гнейсами и кристаллическими сланцами и обладают сложными складчато-вихревыми текстурами. Милонитизированные граниты басканского комплекса секут позднерифейские карбонатные отложения суукткбинской свиты и кварциты косагашской свиты. Верхняя возрастная граница басканских гранитов устанавливается по прорыванию их плагиогранитами мынчукурского комплекса, верхняя граница которых, в свою очередь, определена

по перекрытию их осадочными породами раннего девона, а в соседних районах – раннесилурийскими отложениями /Майрин, Шлыгин, 1964, 1966/. Гранитоиды басканского комплекса и порфиroidы отличаются от каледонских плагиогранитов мынчукурского комплекса составом и разной степенью дислоцированности пород, что видно при изучении взаимоотношений гранитов с вмещающими породами и отражается в разной степени катаклаза и милонитизации пород.

Интрузивные породы герцинского этапа прорывают осадочные породы герцинского структурного этажа, залегающие с разрывом на предшествующих гранитоидах. Ранний член койтасской габбро-гранитовой серии – габброиды теректинского комплекса прорывают позднедевонские отложения. Более молодые гранитоиды этой серии прорывают раннекарбонные отложения. Верхней возрастной границей является прорывающий породы этой серии салдыктасский гранитоидный комплекс, не имеющий верхней стратиграфической границы. Исходя из этих данных, а также учитывая радиологические данные и геологическое положение этих комплексов в соседних районах Джунгарского Алатау и в Северном Прибалхашье, возраст интрузивных герцинских комплексов для койтасской серии определяется как ранний и средний карбон, а для салдыктасского комплекса – поздняя пермь.

При расчленении герцинских гранитоидов на комплексы учитывалось в основном наличие диабазовых даек между ними и общие структурно-тектонические условия формирования массивов. Габбро и диориты теректинского комплекса отделены от поздних гранитоидов дайками основного состава, а в соседних районах – внедрением субвулканических гранитов. Гранитоиды койтасской серии отделяются от пород салдыктасского комплекса массовым внедрением диабазовых даек северо-восточного простирания и характеризуются различными структурно-тектоническими условиями формирования. Сложнее обоснование разделения койтасской серии на койтасский и ойсазский комплексы. Все же различия намечаются. Ойсазские граниты хорошо выдержаны и однообразны по составу (отсутствуют ксенолиты, фазы внедрения и порфирированность, характерные для гранитоидов койтасского комплекса). В основном ойсазские граниты приурочены к узкой полосе вдоль южного контакта Койтасского массива и, вероятно, залечивают региональный Сарычильдинский разлом /Афоничев, Шлыгин, 1966/.

В целом для герцинских гранитоидов Мынчукурского блока (кроме габброидов теректинского комплекса) характерна пространственная приуроченность к межформационной плоскости, отделяющей древние осадочные и интрузивные породы от осадочных толщ верхнего (герцинского) структурного этажа. Такое положение /Майрин, Шлыгин, 1966; Шлыгин и др., 1968/ считается доказательством образования гранитоидных тел в полостях межформационного отслоения. Обсуждения модели этого механизма указанные авторы не приводят. Нам кажется, что внедрение расплава происходило действительно в полости межформационного отслоения, а образовались эти полости, вероятнее всего, за счет обрушений сводовых поднятий /Кузнецов, 1966; Кузнецов, Яншин, 1967/. Такая модель, по нашему мнению, снимает "проблему пространства", а механизм внедрения магмы сводится к всплыванию более легкого расплава с одновременным опусканием "отслоившегося" блока антиклинали.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД
МЫНЧУКУРСКО-АРАСАНСКОГО ПЛУТОНА И ВМЕШАЮЩИХ ТОЛЩМетаморфические породы

Наиболее древние породы Мынчукурского блока – выссокометаморфизированные и мигматизированные гнейсы и кристаллические сланцы с прослойками мраморов коксуйской свиты, обнажающиеся на северо-востоке района в труднодоступной местности среди более молодых гранитоидов. Гнейсы и кристаллические сланцы обладают директивной текстурой, их мигматизированные разности содержат переменное количество послойных и причудливо изогнутых жил гранитного материала. Кроме того, среди мигматизированных гнейсов иногда встречаются будины меланократовых биотит-амфиболовых пород. Это реликты осадочных слоев более основного состава, скорее всего, базитовых двек или других тел магматического происхождения. Минеральный состав будин довольно беден, они сложены в основном зеленой роговой обманкой и тоже зеленым, слабо плеохроирующим биотитом с примесью плагиоклаза и кварца.

Обычная ассоциация гнейсов и кристаллических сланцев – Пл + Би + Кв ± Рог. Плагиоклаз обладает слабой зональностью, а состав его в разных образцах колеблется от 20–25 до 35–40% анортита, т.е. в пределах одного шлифа относительный состав плагиоклаза изменяется не более чем на 5% анортитового компонента. Биотит разных участков отличается по оптическим свойствам, что зависит от состава исходных пород. Так, в породах с роговой обманкой он приобретает зеленоватый оттенок, со слабым плеохроизмом: бурый по Ng и светло-желтый до бесцветного по Np из меланократовых пород, а из лейкократовых, наоборот, резкий, что указывает на повышение железистости и титанистости. В кордиеритсодержащих породах чешуйки бурого биотита зональны и окружены каймой бесцветной слюды, предположительно мусковитом. В качестве аксессуарных минералов в этой ассоциации присутствуют апатит и сфен.

Редко встречаются ассоциации с кордиеритом, ставролитом, эпидотом и мусковитом. Кордиерит зачастую замещен агрегатами бесцветного слюдистого материала; в свежем состоянии почти неотличим от кварца, так как в нем отсутствуют плеохроичные дворники. Иногда удается увидеть редкие "черточки" спайности или полисинтетические двойники. Ставролит имеет прямое относительно удлинения погасание и положительное удлинение, высокий показатель преломления и резкий плеохроизм от почти бесцветного по Np до ярко-желтого по Ng. Эпидот почти бесцветный со слабым зеленовато-желтым оттенком, высокожелезистый, обладает высоким показателем преломления и сильным двупреломлением, причем интерференционная окраска располагается по всему зерну равномерно. По-видимому, эпидот представлен пистацитом с содержанием железистого компонента около 25–30% ($2V = -74-76^\circ$). В центральных частях некоторых зерен эпидота нередко встречаются мелкие ядра желтого слабо плеохроирующего минерала, вероятно, ортита. Иногда такие ядра, как и "обрастающий" их бесцветный эпидот, sdвойникованы, причем плоскость двойникования у них общая. Мусковит, кроме упоминавшихся каемок на зональных чешуях биотита в кордиеритсодержащих парагенезисах, образует и самостоятельные чешуи, не отличающиеся по морфологии от ассоциирующего с ним биотита.

Наиболее характерные ассоциации метапелитовых и карбонатных пород коксуйской свиты:

Пл+Кв+Би+Му+Корд+Сил+Кш; Пл+Кв+Би+Му+Корд+Ставр; Пл+Кв+Би+Му+Сил+Корд; Пл+Кв+Эп+Му+Корд; Пл+Кв+Амф+Эп; Пл+Кв+Кш+Би+Му+Эп; Пл+Кв+Кш+Би+Амф+Эп; Пл+Кв+Амф+Мп+Эп+Клц; Пл+Кв+Гр (андрадит)+Мп+Клц; Амф+Та+Эп+Клц+Дол. Эти ассоциации однозначно свидетельствуют об условиях метаморфизма в высокотемпературной части эпидот-амфиболитовой фации /Фации..., 1970/.

Ранее уже упоминалось, что гнейсы интенсивно мигматизированы. Жильный материал мигматитов по составу соответствует граниту, т.е. в нем содержания микроклина, плагиоклаза и кварца приблизительно одинаковы, а темноцветные минералы (биотит, реже роговая обманка) практически отсутствуют. В лейкократовых гнейсах жильный материал распределяется равномерно, преобладают согласные прожилки (мощностью 3–5 см), иногда они секут под острым углом гнейсоватость пород. В более основных меланократовых гнейсах лейкократовые жилы встречаются реже и их мощность не превышает 0,5–1 см. Контакты жильного материала с субстратом чаще всего резкие и подчеркиваются скоплением темноцветных минералов (биотита или роговой обманки). Реже между субстратом и жильным материалом наблюдаются постепенные переходы. По всем этим признакам вышеописанные породы по систематике В.С.Шкодинского (1976) относятся к мигматитам с рассеянным жильным гранитным материалом.

Зафиксированные ассоциации и особенно критические парагенезисы: эпидот в метапелитах, мусковит и ставролит с кварцем и силлиманитом – позволяют отнести списываемые породы к высокотемпературной части эпидот-амфиболитовой фации или к переходной зоне амфиболитовой фации пониженных давлений /Фации..., 1970; Добрецов и др., 1972/. Однако обилие мигматитов в кислых породах и наличие их в более основных гнейсах, а также их безмусковитовые парагенезисы указывают на более высокотемпературную часть амфиболитовой фации метаморфизма. С учетом кордиеритсодержащих парагенезисов изученные метаморфические породы следует отнести к андалузит-силлиманитовой фашиальной серии умеренных давлений.

А.А.Томиленко, изучавший расплавленные включения в кварце из лейкоксы мигматитов и углекисловодные (метаморфогенные) включения из гнейсов, показал, что максимальная температура метаморфизма достигала $700 \pm 10^\circ$, а давление флюида, состоящего из CO_2 и H_2O (приблизительно по 60–70% и 30–40% соответственно), не превышало 4–5 кбар /Томиленко, Чупин, 1982/. По составу и ассоциациям гнейсы и кристаллические сланцы Мынчукурского блока сходны с породами восточной части чуйского комплекса /Кебезинкас, 1971/ и Сангилен /Лепезин, Ушакова, 1974/.

Более молодые образования района – кварциты, слюдястые кварциты и фенгит-хлоритовые сланцы косагашской свиты. Эти породы представляют собой дву- или трехминеральную ассоциацию: Кв+Фенг; Кв+Фенг+Хл. Реже эти минералы дополнены альбитом, калишпатом, биотитом, например Кв+Фенг+Аб+Ми; Кв+Фенг+Би; Кв+Фенг+Би+Хл+Аб. Ассоциации (особенно последняя) соответствуют высокотемпературной части фации зеленых сланцев. Судя по составу фенгитов из парагенезисов с альбитом и хлоритом (см. гл. IV), минимальные температура и давление образования этих слюд соответствуют 530°C и 6 кбар.

Доломиты сууктубинской свиты – более поздние докембрийские образования. Они мраморизованы, но сохранили парагенезис доломита с кварцем, который неустойчив при температуре выше 500°C . Доломит определялся

рентгенографическим методом, кварц – в шлифах. Этот парагенезис и состав фенгитов в кварцитах характерны для более низкотемпературной (чем мигматизированные гнейсы) ступени метаморфизма – фации зеленых сланцев. В высокометаморфизованных гнейсах и кристаллических сланцах отсутствуют мощные пачки карбонатных пород и кварцитов, характерных для сууктубинской и косагашской свит. Это доказывает, что породы разной степени метаморфизма принадлежат к различным толщам.

Контактово–метаморфические породы в Мынчукурском блоке имеют ограниченное распространение. По гнейсам и кристаллическим сланцам с прослоями карбонатных пород вблизи двуслюдяных гранитов с гранатом тентексайского комплекса развиваются скарнированные роговики, которые обладают следующими ассоциациями: Цо+Мп+Амф+Кв+Пл+Карб; Цо+Гр+Кв+Пл+Карб; Цо+Гр+Мп+Кв+Пл. В доломитах сууктубинской свиты по контакту с милонитизированными басканскими гранитоидами образуются мраморы с почти бесцветным актинолитом. Ксеноблоки песчаников и алевролитов среди теректинских диоритоидов в Коринском массиве преобразованы в Му – Корд – Би – Кв – Пл роговики. В северном экзоконтакте Шарыктасского массива встречаются более высокотемпературные роговики с ассоциацией ромбического и моноклинного амфиболов с кварцем, плагиоклазом и биотитом. Ойсазские лейкократовые граниты хоть и имели довольно высокую температуру (700°C, см. ниже) при внедрении произвели слабое контактное воздействие на вмещающие осадочные породы, образовав в узкой зоне (первые десятки метров) вдоль контакта Му – Би – Кв – Пл роговики, а по карбонатным породам – роговики со слабоокрашенным моноклинным амфиболом и эпидотом. Все перечисленные ассоциации характерны для амфибол–роговиковой и мусковит–роговиковой фаций контактового метаморфизма /Реведратто, 1970/. Наиболее высокотемпературные породы из этих ассоциаций (с ромбическим амфиболом) найдены вблизи контакта с габброидами теректинского комплекса.

Интрузивные породы

Большую часть Мынчукурского антиклинального блока слагают интрузивные породы. Их описание мы приводим от более древних к молодым в соответствии с предложенной в гл. I схемой расчленения.

Догерцинские гранитоиды

В догерцинских гранитоидах мы выделяем четыре комплекса: тентексайский, шортандинский, басканский и мынчукурский (см. гл. I). Тентексайский комплекс объединяет гнейсовидные биотитовые граниты и двуслюдяные граниты с гранатом. К басканскому и шортандинскому комплексам относятся милонитизированные граниты и порфиroidы. Мынчукурский комплекс представлен однообразными плагиогранитами.

Гранитоиды тентексайского комплекса представлены гнейсовидными биотитовыми гранитами (гранитогнейсы) и массивными двуслюдяными гранитами с гранатом. Гранитогнейсы характеризуются безамфиболовым парагенезисом и состоят в основном из слабозонального плагиоклаза (20–25% An), образующего лейсты кварца и переменных количеств микроклина (до 5–10%) и биотита (до 10%). Иногда в гранитогнейсах появляются муско-

вит и акцессорные гранат и эпидот, последний похож по оптическим свойствам на эпидот вмещающих гнейсов (см. выше). Гнейсовидность этих гранитов выражена в субпараллельном расположении удлиненных пятен (линз) биотита, которые сложены агрегатами разноориентированных чешуй. Такие взаимоотношения свидетельствуют о процессах перекристаллизации.

В гранитах иногда наблюдаются участки с шаровым строением. В одном из таких участков - в верховьях Койтаса, вблизи водораздела хр. Жаманколь, в делювиальных глыбах и коренных обнажениях, в биотитовых (с мусковитом) гранитах встречаются округлые (вытянутые или изометричные) лейкократовые обособления до 10 см в диаметре. Ядра обособлений составляют до 20-35% от общего диаметра и представлены либо Би-Му гранитом, аналогичным окружающему, либо розовым гранатом, либо гранатом с кварцем. Далее от центра наблюдается мощная (60-80% от диаметра обособления) зона радиально-лучистого агрегата зонального плагиоклаза с редкими чешуями или пойкилитовыми выделениями мусковита. Зональность плагиоклаза прямая, причем четко выделяются три зоны: ядро - 28-30% Ан, промежуточная зона - около 20% Ан и маломощная кайма - 12-15% Ан. В ядрах "шаров" или реже в зонах радиально-лучистого плагиоклаза нередко встречаются округлые зерна кварца с окружающим их биотитовым "венчиком", напоминающие кварцевые глазки, описанные А.Н. Заваришким в гибридных гранитоидах Бердяшского плутона /Заварицкий, 1958/.

По границе обособлений с вмещающими гранитами видны одна или две маломощные зоны, обогащенные биотитом. Чешуи биотита располагаются по касательной к поверхностям обособлений. Подобные "шаровые" обособления наблюдались в гранитах Чикоконского массива в Забайкалье /Румянцев, 1962/. В других по составу породах - диоритах Кендыктасских гор Казахстана /Дворцова, Добренова, 1966/ - минеральный состав морфологически сходных "шаров" не отличается от состава вмещающих пород. Во всех случаях шаровые обособления сложены теми же минералами, что и вмещающая их порода. Существенно не отличается, видимо, и состав минералов, что в нашем случае подтверждается идентичным составом плагиоклазов. В том и другом случае образование шаровых гранитов и диоритов считается метасоматическим. По нашему мнению, это результат магматической кристаллизации. Находки микровключений раскристаллизованного расплава в кварцевых зернах (в том числе в кварцевых глазках) однозначно свидетельствуют о магматической природе этих "шаров". Температура гомогенизации включений, довольно низкая для гранитов (620-630°C*), может служить критерием первичности мусковита в них.

Двуслюдяные граниты в отличие от биотитовых гранитогнейсов более лейкократовые и обладают массивной текстурой. Иногда встречаются двуслюдяные граниты с такситовой текстурой, выраженной в неравномерном, пятнистом расположении биотита и мусковита. Для гранитов характерны пятиминеральная ассоциация Пл+Кв+Ми+Би+Му с постоянным акцессорным гранатом (количество которого иногда достигает 5%) и исключительная бедность другими минералами. Для этой ассоциации обычны кислый незональный плагиоклаз (олигоклаз, олигоклаз-альбит), решетчатый с редкими пертитами микроклин, бурый, красновато-бурый биотит с железистостью 58%. Мусковит по форме выделений часто похож на чешуи биотита и образует с ним сростания, а в Пш-Му-Гр крупнозернистых жилах, секущих граниты, часто

* Микровключения минералообразующей среды исследовал сотрудник ИГиГ СО АН СССР О.Н. Косухин.

встречаются пойкилобласты мусковита. По составу мусковит (см. гл. IV) соответствует наиболее высокотемпературной белой слюде, что не противоречит образованию его из расплава (но и не доказывает этого). Гранат состоит в основном из двух молекул спессартина и альмандина с железистостью 94–98% (см. гл. IV).

Милонитизированные граниты и порфиroidы басканского и шортандинского комплексов занимают особое место среди других гранитоидов района. Граниты обладают очково–сланцевой текстурой с различным количеством "очков" полевых шпатов и мелкозернистой сланцеватой основной тканью. "Очки" состоят из крупных изометричных зерен плагиоклаза, а также не-сдвойникового калишпата или реже решетчатого микроклина. Изредка встречаются закономерные сростания кварца с полевым шпатом. Структура породы бластомилонитовая, бластопорфиrowая. Основная ткань сложена кварц–полевошпатовым бластовым агрегатом с различным содержанием мусковита и сильно хлоритизированного биогита, причем мусковит присутствует как в мелкозернистой массе, так и во вторичных жилках в ассоциации с эпидотом и хлоритом. Эти ассоциации наряду с геологическим положением массивов гранитоидов и низкотемпературными по составу белыми слюдами (см. гл. IV) указывают на то, что породы басканского комплекса были метаморфизованы в фации зеленых сланцев одновременно с отложениями косагашской и сууктубинской свит.

Порфиroidы отличаются от гранитов меньшими размерами бластопорфиrowых вкрапленников и более мелкозернистой основной тканью. По минеральному составу и текстурно–структурным особенностям они похожи на граниты. Кроме полевых шпатов, в порфиroidах иногда встречаются бластопорфиrowые выделения кварца.

Как в порфиroidах, так и гранитах басканского комплекса калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазом, что отражается в повышенной роли K_2O , а обилие мусковита хорошо согласуется с зеленосланцевым диафторезом и высокой глиноземистостью этих пород.

Плагиограниты (существенно плагиоклазовые граниты) мынчукурского комплекса отличаются от остальных гранитоидов по геологическому положению, а также по текстурно–структурным особенностям и минеральному составу. Они обладают однообразной массивной текстурой. Выделяются мелкозернистые граниты, приуроченные к краям массива, и среднезернистые, обнажающиеся в центральной части. Между этими разновидностями во многих местах наблюдается постепенный переход, минеральный и химический состав этих пород одинаков. Все это свидетельствует об однофазном формировании массива, а две разновидности гранитов являются представителями краевой фации и фации ядра. Состав гранитов: Пл+Кв+Би+Ми+Му. Из аксессуарных минералов в шлифах встречаются сфен, циркон, ортит и всегда присутствует апатит. Преобладающие петрогенные минералы – плагиоклаз и кварц, в подчиненных и переменных количествах присутствуют биотит, микроклин и мусковит.

Плагиоклаз (олигоклаз–андезин, от № 30 до № 40) практически всегда серицитизирован. Края зерен "свежие" и сложены альбитом, эта кайма бывает разной мощности, чаще всего не превышает 1–1,5 мм и имеет резкую границу с ядром. На границе с микроклином в альбитовых выпуклых каймах плагиоклаза наблюдаются мирмекиты. Кварц почти всегда обладает волнистым угасанием, а зерна ксеноморфны по отношению к плагиоклазу. В среднезернистых плагиогранитах встречаются крупные (до 7 мм) изометричные или всегда вытянутые обособления кварца, состоящие из 3–5 разноориентированных причудливо сросшихся между собой зерен.

Микроклин тоже ксеноморфен по отношению к плагиоклазу, нередко и структуры замещения плагиоклаза микроклином. Крупные (до 10-12 мм) пойкилобласты микроклина содержат в себе разноориентированные зерна кварца и плагиоклаза. Иногда видно, что близко расположенные зерна плагиоклаза в микроклине имеют одинаковую оптическую ориентировку и представляют, таким образом, реликты крупной таблицы плагиоклаза, замещенного микроклином.

Биотит чаще всего хлоритизирован, реже по нему развивается турмалин. Свежий биотит встречается очень редко и обладает плеохроизмом от бурого с зеленоватым оттенком (Ng) до желтого (Np). При хлоритизации выделяются мелкие кристаллики рутила и непрозрачного минерала (магнетита?).

Мусковит в виде жилкообразных агрегатов пересекает породу, развивается по плагиоклазу, причем наряду с мелкозернистым "серицитом" * встречаются крупные чешуи. Иногда чешуи мусковита по внешнему виду не отличаются от чешуй биотита. Таким образом, однозначно решить вопрос о первичности или вторичности мусковита трудно. Однако данные микрозондового анализа нескольких чешуй (см. гл. IV) показывают, что мусковиты низкотемпературные и отражают состав перекристаллизованной или вновь образованной при низкотемпературном метаморфизме слюды.

В плагиогранитах очень часто наблюдается бластовая структура. В шлифах видны жилкообразные или в виде пятен бластовые агрегаты мелких изометричных зерен кварца и плагиоклаза. Чешуйки биотита как бы обтекают крупные зерна кварца и таблицы плагиоклаза. При малых увеличениях видна обычная для гранитов гипидиоморфнозернистая структура, которая затушевывается бластовыми агрегатами.

В целом мынчукурские граниты, как и басканские, метаморфизованы, но степень их динамометаморфизма (текстурно-структурные признаки - милонитизация и бластез) значительно меньше, чем в басканских. Это подтверждается пересечением жилами мынчукурских плагиогранитов милонитизированного гранита басканского комплекса поперек сланцеватости.

Герцинские интрузивные комплексы

Койтасская габбро-гранитовая серия. В серию на основании геологических данных и данных минералогических и петрохимических сопоставлений объединены теректинский, койтасский и ойсазский комплексы.

Габбро и габбро-диориты теректинского комплекса начинают герцинский интрузивный цикл и принадлежат к так называемым раннеорогенным габбро-гранитовым сериям /Конников и др., 1977/.

В габброидах выделяются две фазы внедрения. Ранняя фаза представлена наиболее меланократовыми породами: габбро-норитами, оливиновыми и амфиболовыми габбро, а также кварцсодержащими габбро. Текстура габброидов чаще всего массивная, реже такситовая, обусловленная наличием более меланократовых ксенолитов. В габброидах Шарыктасского массива, как отмечалось, заметна слабая расслоенность пород. Габбро в переменных количествах содержит следующие минералы: Пл, Амф, Мп, Рп, Ол, Би, Кв. В соответствии с набором минералов и их количественными соотношениями выделяются две группы пород: 1 - оливиновые габбро и габбро-нориты и 2 - амфиболовые и кварцевые габбро.

* Для серицита нет общепризнанного определения. Мы используем этот термин для обозначения мелкочешуйчатой белой слюды, состав которой может соответствовать фенгиту, мусковиту или гидромусковиту.

Наиболее распространенным минералом габброидов является плагио-клаз, правильные таблицы или реже лейсты которого обладают прямой зональностью. Состав плагиоклаза зависит от валового состава пород, в которой он находится. Ядра зональных таблиц в габброидах первой группы соответствуют битовнит-анортиту, а в габброидах второй группы более кислым - битовнитам. Такая же тенденция наблюдается и для незональных или слабозональных зерен.

Амфибол - второй по распространенности минерал габброидов. Он встречается во всех типах пород, наиболее распространен в амфиболовых габбро. Амфибол почти всегда обладает зональностью - центральные части зерен сложены бурой роговой обманкой ($N_g = 1,676$), каемки бесцветным амфиболом ($N_g = 1,660$) или зеленой роговой обманкой. Часто такие зональные амфиболы образуют крупные (до 3-5 см) пойкилитовые выделения, которые включают в себя таблицы плагиоклаза, зерна пироксена и оливина.

Ромбический и моноклинный пироксены чаще всего встречаются в габбро-норитах и реже в других породах. Они всегда окружены амфиболом и присутствуют либо в виде нескольких пойкилитовых включений в одном зерне амфибола, либо в виде отдельных зерен, заключенных в более крупных индивидах амфибола, как в футляре. Ромбический пироксен в отличие от моноклинного более подвержен вторичным изменениям - он замещается агрегатами мелкочешуйчатого бесцветного (с высоким двупреломлением) и непрозрачного минералов. Вероятно, это смесь талька с магнетитом. По оптическим данным ($2V = -64^\circ$, $N_g = 1,695$), ромбические пироксены являются бронзитами с железистостью от 25 до 30%. Для характеристики ромбических пироксенов сделан анализ на микрозонде (проба 346): $SiO_2 - 55,6$; $TiO_2 - 0,13$; $Al_2O_3 - 2,04$; $Fe_2O_3 - 0,40$; $FeO - 11,8$; $MnO - 0,22$; $MgO - 28,2$; $CaO - 1,15$; $Na_2O - 0,03$; сумма - 99,57 вес. %. Его кристаллохимическая формула: $Si - 1,980$; $Ti - 0,004$; $Al - 0,008$; $Fe^{3+} - 0,010$; $Fe^{2+} - 0,350$; $Mn - 0,007$; $Mg - 1,486$; $Ca - 0,044$; $Na - 0,002$; сумма - 3,971 форм. ед. соответствует обычному бронзиту с железистостью 19,5%. Незначительные примеси Ca и Al и дефицит Si обусловлены входением в бронзит около 2,5% чермакитового компонента ($Ca Al_2 Si O_6$).

В оливиновых габбро наряду с плагиоклазом, пироксенами и амфиболом присутствует оливин. Характерные для оливина изометричные или вытянутые овальные зерна замещаются петельчатым серпентином (лизардитом), нередко видны желтые "потеки" гидроокислов железа. Зерна оливина почти всегда заключены в оболочку ромбического пироксена и (или) амфибола, реже моноклинного пироксена. По оптическим свойствам ($2V$ от -80 до 90°) оливин соответствует хризолиту с железистостью от 12 до 35%.

Биотит в качестве постоянного минерала присутствует в габброидах второй группы и иногда встречается в габбро-норитах и оливиновых габбро. Чешуи биотита в виде пойкилитовых выделений включают в себя более мелкие зерна плагиоклаза, пироксена, оливина и амфибола, чаще биотит располагается по периферии зерен или скоплений зерен других темноцветных минералов. Для биотита вследствие его низкой железистости (27%, см. гл. I.V) характерна слабая окраска и плеохроизм от желтого, светло-бурого (N_g) до бесцветного (N_p).

Кварц встречается редко и, как правило, в небольших количествах. В одном случае содержание кварца повышено до 5-10%. Здесь он обладает резким ксеноморфизмом по отношению к другим минералам.

Структура габброидов характеризуется большим разнообразием: офитовая, габбро-офитовая, друзитовая и пойкилитовая для пород первой группы-оливиновое габбро и габбро-нориты; призматически-зернистая (габбровая) - для габбро и амфиболового габбро; гипидиоморфно-зернистая - для кварцевого габбро.

Совершенно особое место среди пород теректинского комплекса занимают грубозернистые габбро. Пространственно тела грубозернистых пород приурочены к габброидам I фазы, главным образом к эндоконтактовым частям, где массив контактирует с известняками. Временная связь менее отчетлива, так как не наблюдалось секущих взаимоотношений с породами II фазы.

По составу грубозернистое габбро не отличается от габбро, оливиновых габбро или габбро-норитов. Преобладающие минералы - основной зональный плагиоклаз (битовнит-андезин) и амфибол (бурая и светло-зеленая роговая обманка); в подчиненных количествах присутствуют либо оливин, ромбический и моноклинный пироксены, либо биотит ± кварц, часто встречается карбонат.

Интересные образования наблюдаются на границе оливина с плагиоклазом. В зоне контакта (мощностью не более 1 мм) в плагиоклазе с содержанием 65-70% Ан присутствуют червеобразные вростки другого минерала, похожие по морфологии на мирмекит. Коэффициент преломления вростков гораздо выше, чем у вмещающего плагиоклаза, и близок к показателю преломления пироксена. Образование такой симплектитовой структуры можно объяснить несколькими путями: 1) $Ол+Пл_{\text{ан}} \rightarrow \text{расплав} \rightarrow Мп+Пл_{\text{ан}}$ (реакция с расплавом); 2) $Ол+Пл_{\text{ан}} \rightarrow Мп+Пл_{\text{ан}} + Шп+Рп$ (реакция без участия расплава, постмагматическая). Скорее всего реакция проходила с участием расплава, так как в шлифах отсутствует шпинель.

В габбро-диоритах и кварцевых диоритах II фазы теректинского комплекса преобладает четырехминеральная ассоциация: $Пл+Амф+Би+Кв$, вблизи контактов с молодыми гранитоидами в этой ассоциации появляется микроклин. Текстура диоритов, иногда гнейсовидная. Характерная особенность - наличие участков такситовой текстуры, представляющих собой эруптивные брекчии различных размеров - от нескольких метров до первых сотен метров, состоящих из диоритов, насыщенных разнообразными ксенолитами, которые, в свою очередь, содержат в себе другие более мелкие ксенолиты. Преобладающая форма ксенолитов вытянутая - дайкообразная и округлая, реже встречаются угловатые тела. Как правило, ксенолиты по отношению к вмещающей породе более мелкозернистые и более меланократовые. Набор минералов остается прежним, лишь возрастает содержание роговой обманки и уменьшается - кварца.

Габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты наряду с четкими секущими взаимоотношениями (эруптивные брекчии) имеют и постепенные переходы, что позволяет объединить эту группу пород в одну фазу. При более детальном исследовании возможно выделение субфаз.

Качественный минеральный состав пород II фазы теректинского комплекса, как уже отмечалось, постоянный, меняются лишь количественные соотношения и составы плагиоклаза, биотита и амфибола. В отличие от габброидов I фазы здесь нет оливина и пироксенов. Структура диоритоидов призматически-зернистая, в породах с большими содержаниями кварца и микроклина - гипидиоморфно-зернистая (гранитовая). Плагиоклаз по составу отвечает андезин-лабрадору (редко до битовнита в ядрах), имеет прямую зональность и к краям зерен его основность понижается до олигоклаз-анде-

зина. В плагиоклазах кварцевых диоритов появляется пятнистая зональность. Чаще всего она наблюдается в крупных правильных таблицах, причём "пятнистым" строением обладают ядра кристаллов. "Пятнистость" выражена в неравномерном погасании ядер таких таблиц, выделяются небольшие таблитчатые или неправильной формы участки с одновременным погасанием. Это погасание отличается от погасания плагиоклаза, заполняющего промежутки "пятен", причём резкой границы между ними не наблюдается.

При исследовании таких кристаллов на столике Федорова выясняется, что таблитчатые "пятна" более основные по составу, чем плагиоклаз промежутков. Состав таблитчатых пятен находится в прямой зависимости от основности сосуществующих непятнистых плагиоклазов. В шлифах с лабрадором "пятна" имеют андезиновый состав, а в шлифах с андезин-лабрадором - олигоклазовый. Плагиоклаз, выполняющий промежутки основных "пятен", представлен альбитом с колебаниями от № 5 до 10. На ядра с пятнистой зональностью, как правило, нарастает плагиоклаз, состав которого более основной, чем промежутки "пятен", а иногда и таблитчатые "пятна" оказываются более кислыми. К краю зерна основность опять понижается до альбита (рис. 7, 8). Таким образом, наблюдается сложная повторяющаяся зональность, причём зональность первого этапа осложнена процессами, которые привели к появлению пятнистого угасания. Возможные модели образования пятнисто-зональных плагиоклазов обсуждаются в гл. IV.

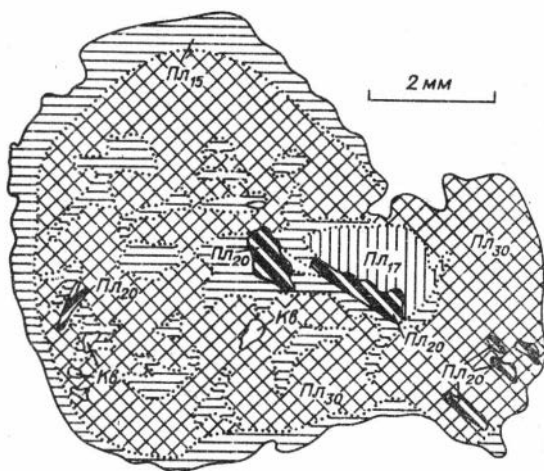


Рис. 7. Пятнисто-зональный плагиоклаз в теректинских диоритах. Начальная стадия резорбции плагиоклаза (зарисовка по фотографии шлифа).

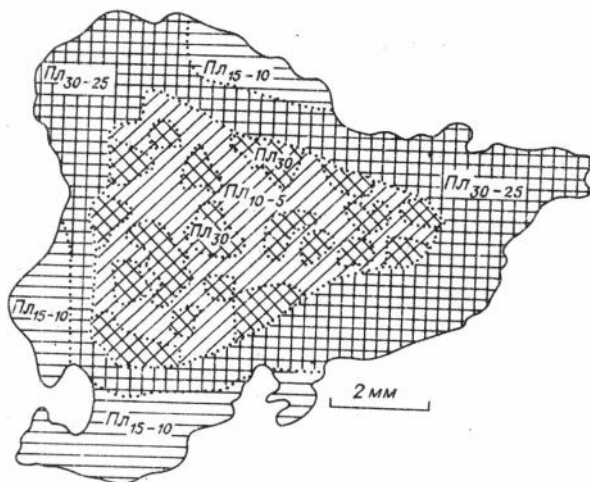


Рис. 8. Пятнисто-зональный плагиоклаз с интенсивно резорбированным ядром (зарисовка по фотографии шлифа).

Амфибол с характерной для него спайностью и плеохроизмом в диоритоидах чаще всего представлен роговой обманкой, редко в ядрах встречается роговая обманка с отчетливыми бурьм оттенком. Тесно ассоциирует с роговой обманкой бурый биотит. По цвету и интенсивности плеохроизма он отличается от ранее описанного биотита для пород I фазы и является, по видимому, более железистой разновидностью.

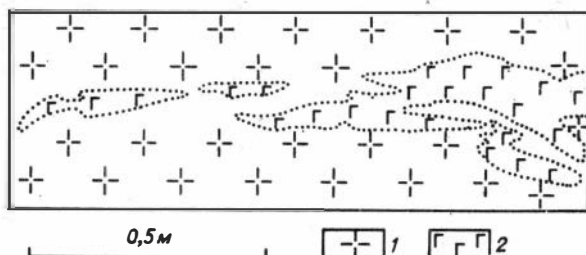
Почти всегда в более меланократовых ксенолитах из эруптивных брекчий среди скоплений темноцветных минералов или включений в плагиоклазах встречается моноклинный пироксен. Чаще всего он обладает неправильными очертаниями и яркой интерференционной окраской (до сине-зеленой II порядка), что, наряду с бесцветностью, характерно для моноклинного пироксена, близкого к диопсид-салиту.

Кварц отмечается во всех шлифах, включая и габбро-диориты, в которых содержание его минимально. Максимальные содержания наблюдаются в кварцевых диоритах и особенно в породах, расположенных вблизи контакта с более молодыми гранитоидами койтасского комплекса. В этих породах появляется микроклин, образующий пойкилобласты. Нужно отметить, что габбро и особенно габбро-нориты или оливиновые габбро на контакте с гранитоидами такой интенсивной микроклинизации не подвергаются. Вероятно, калиевый метасоматоз в этих случаях фиксируется в биотитизации габброидов. Более поздние лейкократовые граниты ойсазского комплекса не производят видимого воздействия на габбро и габбро-диориты даже в непосредственном контакте.

Гранитоиды койтасского комплекса. Этот комплекс представлен гранодиоритами (I фаза) и гранитами (II фаза), встречаются аплитовые и пегматитовые жилы. Гранитоиды койтасского комплекса сложены в основном пятью минералами: Пл+Кв+Ми+Рог+Би. В гранодиоритах преобладают Пл, Кв и темноцветные минералы, в гранитах – Пл, Кв и Ми. Граниты чаще обладают массивной текстурой, гранодиориты – такситовой или пятнистой. Гранодиориты (реже граниты) насыщены разнообразными по форме и размерам ксенолитами. Чаще всего это мелкозернистые меланократовые округлые, реже вытянутые более крупные включения с расплывчатыми очертаниями (рис. 9), отвечающие по составу диоритам. Распространены они неравномерно – в более меланократовых разностях пород включений больше. Характерны порфирировидные выделения плагиоклаза. Зерна кварца или его агрегаты располагаются беспорядочно, что соответствует физиографическому облику типа А /Бескин и др., 1979/.

Плагиоклазы гранитоидов I и II фазы комплекса различаются по своему составу. В гранодиоритах много зональных кристаллов, ядра которых имеют состав от андезина до лабрадора. Для гранитов зональные плагиоклазы не характерны, но в ядрах редких зональных таблиц наблюдаются только андезины или олигоклаз-андезины. Незональные плагиоклазы и внешние зоны зональных кристаллов в гранитах и гранодиоритах имеют выровненный состав, соответствующий олигоклазу. В гранодиоритах, кроме того, часто встречаются пятнисто-зональные плагиоклазы. Как и в теректинских диоритах, это крупные (до 10–15 мм) таблицы с неровным, пятнистым погасанием ядра. Состав изометричных, таблитчатых "пятен" (олигоклаз) более основной, чем альбитовые "промежутки". Пятнисто-зональное ядро заключено в олигоклазовую кайму. Здесь, в дополнение к теректинским диоритам, иногда в "промежутках" пятен вместо альбита или наряду с ним встречается решетчатый микроклин, реже кварц и сфен. Кроме того, крупные порфирировые выделения плагиоклаза содержат в себе редкие включения микро-

Рис. 9. Вытянутый меланократовый ксенолит (2) среди койтасского гранита (1) (зарисовка по фотографии, южный склон хр. Койтас).



клина и зеленой роговой обманки. Нередко на границе микроклина с плагиоклазом в последнем наблюдаются альбитовые "наросты" мirmekита.

Проблема зональных кристаллов с пятнистым плагиоклазом в ядре, характерным для диоритов II фазы теректинского комплекса и койтасских гранодиоритов, представляет определенный интерес, так как свидетельствует о специфических условиях кристаллизации магм, общих для этих родственных комплексов (см. гл. IV).

Кварц, наряду с ксеноморфными зернами, образует изометричные выделения. В скрешенных николях видно, что они состоят из 3-5 разноориентированных зерен, причем их срастания неровные, причудливые.

Решетчатый пертитизированный микроклин иногда выделяется в виде крупных идиоморфных таблиц, чаще его зерна резко ксеноморфны по отношению ко всем другим минералам и образуют пойкилитоподобные выделения. Аналогичные пойкилообласты микроклина появляются в экзоконтактовой зоне во вмещающих диоритах и кварцевых диоритах теректинского комплекса. В этом случае напрашивается вывод, что микроклин образовался в твердой породе в результате метасоматоза, так как для пород теректинского комплекса микроклин вообще не характерен и его образование следует связывать с формированием гранитоидов койтасского комплекса. По аналогии с микроклином в диоритах теректинского комплекса можно предположить, что в койтасских гранитоидах пойкилитоподобные выделения микроклина тоже образовались в постмагматическую стадию, но в этом случае несоизмеримы масштабы метасоматоза. В теректинских диоритах это узкие зоны вдоль контактов с более молодыми гранитоидами, а в койтасских гранитоидах микроклиннизация развита по всей площади и по вертикали не менее 1-1,5 км (насколько позволяет глубина эрозионного вреза). Поэтому пойкилитовые выделения микроклина образовались скорее всего в позднемагматическую стадию формирования гранитоидов.

В гранодиоритах преобладающим темноцветным минералом оказывается роговая обманка, в несколько меньших количествах присутствует биотит. В гранитах, наоборот, преобладает биотит. По оптическим свойствам эти минералы в разных группах пород практически не отличаются друг от друга, поэтому мы приводим для них общую характеристику. Зеленая роговая обманка чаще всего встречается в виде призматических кристаллов с характерными для амфиболов пересекающейся спайностью и схемой абсорбции (плеохроизм от темно-зеленого по Ng до светло-желтого по Np). Биотит концентрируется вблизи роговой обманки и образует в породе скопления. В гранитах скопления темноцветных минералов встречаются реже, но тем не менее эта особенность характерна для гранитоидов обеих фаз койтасского комплекса. Биотит обладает резким плеохроизмом от бурого по Ng до почти бесцветного по Np. Густая окраска и резкий плеохроизм свидетельствуют о высокой железистости темноцветных минералов.

Из аксессуарных минералов постоянно присутствуют в шлифах апатит, циркон, сфен и магнетит. В гранодиоритах преобладает сфен, в гранитах сфена меньше и появляется желтый зональный ортит.

Структура гранитоидов порфировая с вкрапленниками (размером 1–2 см) плагиоклаза, реже микроклина и кварца, структура крупно-, среднезернистой основной массы гипидиоморфно-зернистая (гранитовая).

В северо-западной части Койтасского массива наблюдается более четкое порфировое сложение гранитов. Здесь вкрапленники (размером до 10 мм) таблиц плагиоклаза и микроклина и изометричных зерен кварца сцементированы мелкозернистой основной массой. Основная масса сложена аллотриоморфно-зернистым агрегатом полевых шпатов, кварца и темноцветных минералов.

В гранодиоритах повсеместны мелкие (1–3 см) изометричные ксенолиты, которые представляют собой породы, сложенные гранобластовыми агрегатами плагиоклаза (лабрадора) и зеленой роговой обманки. Контакты ксенолитов с вмещающими гранитоидами, как правило, нечеткие, расплывчатые. Непосредственно с ксенолитами ассоциируют крупные клиновидные кристаллы или неправильной формы зерна сфена. Реже встречаются более крупные ксенолиты с характерной вытянутой дайкообразной формой, структура и состав которых аналогичны ранее описанным мелким ксенолитам.

Лейкократовые граниты ойсазского комплекса по текстурным признакам несколько похожи на граниты койтасского комплекса, особенно на его массивные (не порфировидные) разновидности. Отличительной чертой ойсазских гранитов является то, что округлые, изометричные зерна темного кварца "собраны" в вытянутые агрегаты в виде цепочек, окружающих зерна или агрегаты полевых шпатов. Такое расположение минералов характерно для физиографического типа Б /Бесков и др., 1979/.

По минеральному составу и составу породообразующих минералов ойсазские граниты довольно четко отличаются от койтасских. Граниты подразделяются на две группы: крупнозернистые лейкократовые граниты и средне-, мелкозернистые аляскиты, обнажающиеся вдоль южной границы массива. Эти группы, хотя и разделяются по минеральному составу, связаны между собой постепенным переходом. Характерны аплитовые и пегматитовые жилы. Крупнозернистые граниты представляют собой пятиминеральную ассоциацию Ми – пертит + Пл + Кв + Би + Рог с количеством темноцветных минералов до 5%. В мелко-, среднезернистых гранитах (аляскитах) отсутствует роговая обманка, а содержание биотита не превышает 3%, причем его железистость на 10% выше железистости биотита из крупнозернистых гранитов (см. гл. V).

Преобладающий минерал ойсазских гранитов. – решетчатый микроклин – пертит. Он иногда образует идиоморфные таблицы, а чаще резко ксеноморфен кварцу и плагиоклазу. Чаще всего наблюдаются пятнистые пертиты. Пертитовые пятнистые вроски погасают одновременно во всем зерне микроклина и при большом увеличении в них видны тонкие полисинтетические двойники, характерные для альбита. В подчиненном количестве присутствуют прожилковые и шнуровидные пертиты.

Кварц, второй по распространенности минерал, образует ксеноморфные плагиоклазу зерна, нередко встречаются изометричные зерна, состоящие из 3–5 индивидов, аналогичные по морфологии ранее описанному кварцу для койтасских гранитов.

Плагиоклаза в породе меньше, чем в койтасских гранитоидах, а по составу он сильно отличается от койтасских плагиоклазов. В основ-

ном это альбиты, редко встречаются плагиоклазы примерно № 14-16. Отсутствуют плагиоклазы с пятнистой зональностью.

Ойсазские граниты, так же как и лейкоскратовые граниты койтасского и позднего салдыктасского комплекса, содержат мелкие (0,1-0,5 мм) зерна альбита (№ 4-6). Агрегаты этих зерен располагаются по периферии таблиц микроклина. При большом увеличении видно, что нередко эти зерна обладают тонкими полисинтетическими двойниками и содержат в небольшом количестве червеобразные вроски кварца. Такой кварц-плагиоклазовый агрегат Ю.И. Половинкина (1966) называет гранулированной реакционной зоной вокруг калиевого полевого шпата (с. 192). Не ясен механизм формирования таких агрегатов. Вероятно, это действительно результат реакционного взаимодействия калишпата с остаточным расплавом, так как, по нашим наблюдениям, данная зона образуется как на границе микроклина с плагиоклазом, так и вдоль грани микроклина с кварцем и микроклином. В последнем случае она встречается чаще и увеличивается по мощности, являясь как бы двоянной от двух таблиц микроклина.

Темноцветные минералы - роговая обманка и биотит - обладают густой окраской и резким плеохроизмом, что отличает их от минералов койтасского комплекса. Редкие зерна роговой обманки тесно ассоциируют с биотитом и, вероятно, замешаются им, так как часто имеют неправильные, "изъеденные" очертания. Биотит образует скопления из 2-3 чешуй возле роговой обманки или магнетита, встречаются и отдельные чешуи. Иногда заметен ксеноморфизм биотита плагиоклазу, кварцу и даже микроклину. Возможно, это результат перекристаллизации. Около темноцветных минералов концентрируются акцессории: магнетит, циркон, апатит, монацит, характерен желтый зональный ортит, иногда встречается флюорит и отсутствует сфен.

Структура породы типичная для гранитов - гипидиоморфно-зернистая, гранитовая, если не принимать во внимание ксеноморфизм биотита. Структура мелко-, среднезернистых гранитов краевой фации несколько отличается от структуры крупнозернистых. Здесь появляются изометричные зерна и таблицы микроклина, которые наряду с изометричным кварцем создают аллотриоморфно-зернистую (аплитовую) структуру породы.

Следовательно, для всех пород койтасской серии, несмотря на различия в составе, характерны связующие петрографические признаки: широкое распространение амфибола и биотит-амфиболовых парагенезисов во всех комплексах; зональные плагиоклазы с пятнистым погасением ядер (в теректинских диоритоидах и гранодиоритах койтасского комплекса); сходство лейкоскратовых гранитов койтасского и ойсазского комплексов, за исключением часто встречающихся порфиroidных разностей в койтасских гранитах, и их полное отсутствие в ойсазских гранитах, а также их разного физиографического облика.

Интересен случай взаимодействия молодых габброидов с прорываемыми ими крупнозернистыми гранитами ойсазского комплекса. Габброидный массив имеет небольшие размеры (50 x 100 м), крутые контакты (см. гл. I) и сложен габбро-норитом с субфитовой структурой. Преобладают в породе крупные таблицы основного плагиоклаза (лабрадор-битовнит, битовнит). Меньше призматических зерен ромбического и моноклинного пироксена, бурого амфибола и биотита. Интерстиции этих зерен занимает кварц-полевошпатовый агрегат графического строения. Контакт гранита и габбро в обнажениях довольно четкий и хорошо виден, но в шлифах эта граница слабо заметна, так как в граните появляются ромбический пироксен и основ-

ной плагиоклаз, а в габбро, в свою очередь, встречаются округлые зерна кварца и графические сростки кварца с полевым шпатом.

Плавление гранита в зоне контакта выражается в появлении кварц-полевошпатовой графики. Графический агрегат как бы цементирует крупные округлые зерна калиевого полевого шпата, альбита и кварца. Реликты пертитизированного микроклина перекристаллизованы и не имеют характерной для них двойниковой решетки, а пертитовые вроски альбита приобрели резкие, угловатые, слегка вытянутые или изометричные очертания. Биотит встречается в виде мелких чешуек и скоплений совместно с непрозрачным минералом. Иногда чешуйки биотита служат центрами радиально-лучистого агрегата полевого шпата. На удалении от контакта (5 м и более) в граните постепенно исчезают следы плавления. Уменьшается содержание кварц-полевошпатовой графики, которая на ранних стадиях плавления наблюдается только по границам зерен кварца и полевого шпата. В 20–30 м от контакта в гранитах не заметно следов контактового воздействия.

Гранитоиды салдыктасского комплекса (одноименной редуцированной серии) весьма разнообразны по составу. Они подразделяются на три группы пород, представляющих собой самостоятельные фазы: I – биотит-роговообманковые гранодиориты, II – биотитовые граниты, III – лейкократовые граниты. Повсеместно наблюдаются аплитовые и пегматитовые жилы.

Для всех групп пород характерно мелкозернистое строение, массивная текстура и гипидиоморфно-зернистая (гранитовая) структура. Агрегаты кварцевых зерен имеют "лапчатое" строение, которое характеризует физиографический облик типа В /Бескин и др., 1979/. В наиболее ранних породах комплекса – гранодиоритах изредка встречаются вытянутые дайкообразные ксенолиты мелкозернистых меланократовых пород, отвечающих по составу диориту. В отличие от ксенолитов в койтасских гранитоидах эти включения имеют резкие ограничения от вмещающего гранитоида, иногда они "разорваны" и как бы-будинированы, но породы остаются массивными и в них отсутствуют признаки директивной текстуры (рис. 10).

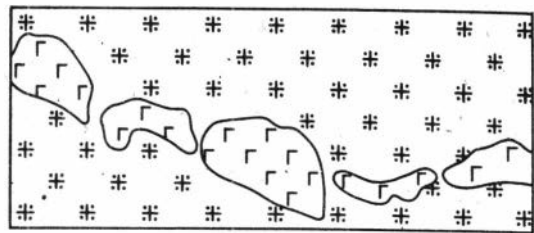
Минеральный состав обычен для гранитоидов: гранодиориты – $\text{Пл}+\text{Би}+\text{Рог}+\text{Кв}+\text{Мй}$, граниты – $\text{Пл}+\text{Ми}+\text{Кв}+\text{Би}+\text{Рог}$ и лейкократовые граниты – $\text{Пл}+\text{Ми}+\text{Кв}+\text{Би}$.

Плагиоклазы в гранодиоритах наиболее основные, как и в породах I фазы койтасского комплекса, ядра зональных таблиц представлены лабрадором и андезин-лабрадором, к краям основность понижается до олигоклаза. Мелкие незональные зерна по составу тоже олигоклазы. В отличие от койтасских гранитоидов здесь нет плагиоклазов с пятнистой зональностью, но иногда видна повторяющаяся зональность. В биотитовых и лейкократовых гранитах преобладают олигоклазы и олигоклаз-альбиты.

Микроклин образует таблицы, неправильные зерна и пойкилитоподобные выделения; как и в койтасских гранитоидах. В лейкократовых гранитах микроклин содержит заметно меньше пертитовых вростков, чем микроклин-пертит ойсазских гранитов. Кварц тоже аналогичен ранее описанному для койтасских и ойсазских гранитоидов.

Роговая обманка отличается меньшей густотой окраски, менее резким плеохроизмом и голубоватым оттенком. Биотит плеохроирует в бурых тонах и не так резко, как в ойсазских или даже койтасских гранитах. Кроме того, у биотита появляется зеленоватый оттенок. Темноцветные минералы не образуют скоплений, как в койтасских гранитоидах, а распределены равномерно по всей породе. Нужно отметить, что лейкократовые граниты не содержат роговой обманки, а в биотитовых гранитах роговая обманка

Рис. 10. Будинированная "псевдодайка" (2) в салдыктасских гранодиоритах (1) (зарисовка по фотографии обнажения, возраздельная часть хр. Койтас).



присутствует только в наиболее меланократовых разностях.

Акцессорные минералы - магнетит, сфен, циркон, апатит, редко ортит концентрируются вблизи темноцветных минералов.

Таким образом, каждый комплекс выделенных интрузивных пород обладает своими петрографическими особенностями, включая текстуры пород, физиографический тип, минералогический состав, особенности агрегатов и сростаний минералов. Как мы увидим ниже, с этими признаками коррелируются петрохимические особенности пород (см. гл. III) и особенности породообразующих и акцессорных минералов (см. гл. IV).

В целом магматические породы Мынчукурского блока различаются по ряду структурно-петрографических признаков. Наиболее ранний комплекс тесно связан с высокометаморфизованными породами и представляет собой мигматиты амфиболитовой фации метаморфизма. Древнейшими интрузивными породами, а возможно аллохтонными аналогами мигматитового комплекса, являются биотитовые и двуслюдяные гранитогнейсы, а также массивные двуслюдяные граниты с гранатом тентексайского комплекса. Двуслюдяные массивные граниты по составу соответствуют нормальным гранитам и, вероятно, представляют позднюю фазу внедрения тентексайских гранитоидов. Их формирование происходило после тектонических напряжений, тогда как ранние фазы синскладчатые и приобрели благодаря этому директивную текстуру.

Милонитизированные граниты и порфириды басканского комплекса отличаются от предыдущих степенью динамометаморфизма. Эти породы, вероятно, претерпели рассланцевание в твердом состоянии. Кроме того, в их составе калишпат резко преобладает над плагиоклазом. Плагиограниты мынчукурского комплекса дислоцированы в меньшей степени (катаклазированы с отчетливыми реликтами гранитной структуры). По составу плагиограниты сходны с ранними фазами тентексайских гранитогнейсов. Общая особенность догерцинских гранитоидов - наличие почти во всех разностях породообразующего мусковита и отсутствие амфиболов.

Герцинские интрузивные породы слагают две гомодромные "серии". Ранняя койтасская типичная габбро-гранитовая серия состоит из трех комплексов. Поздняя - редуцированная серия - представлена салдыктасским многофазным гранитоидным комплексом. Наиболее ранние габброиды теректинского комплекса не имеют аналогов в данном районе, а две выделяемые фазы в объеме комплекса различаются по составу плагиоклазов и по наличию или отсутствию пироксенов. Диориты теректинского комплекса и койтасские гранодиориты различаются по количественному соотношению минералов, по составу этих минералов и по структурным особенностям пород. Койтасский и ойсазский комплексы различаются между собой по текстурным особенностям, физиографическому облику, составу полевых шпатов, ха-

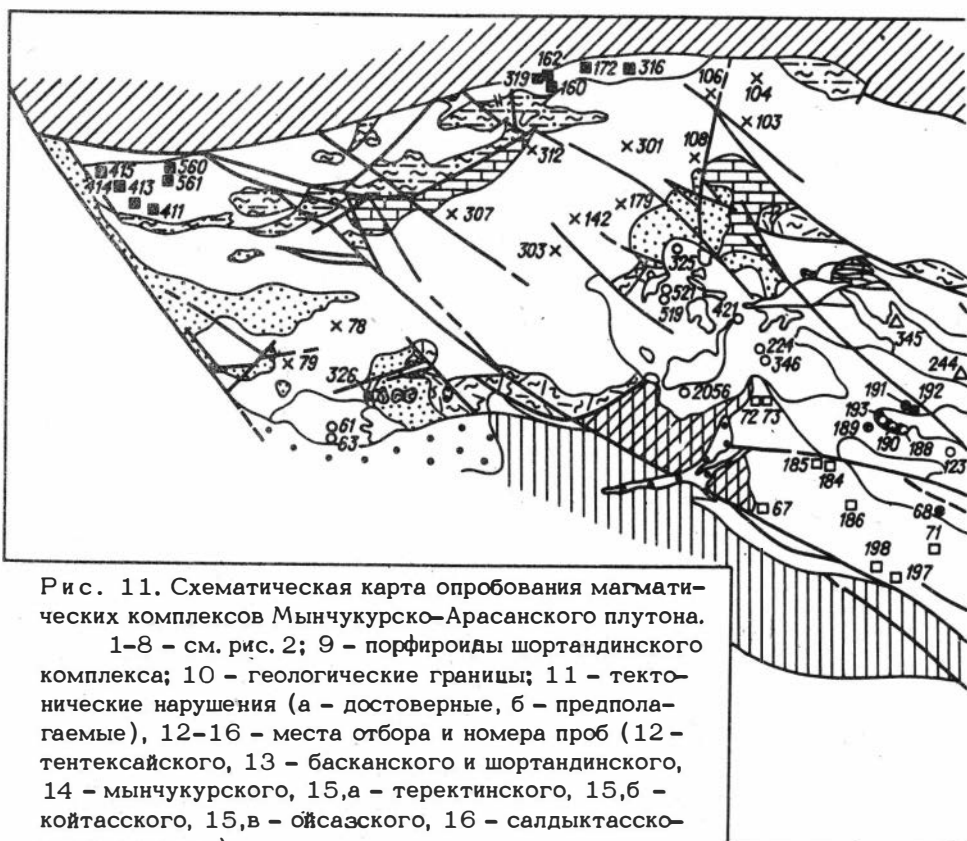


Рис. 11. Схематическая карта опробования магматических комплексов Мынчукурско-Арасанского плутона.

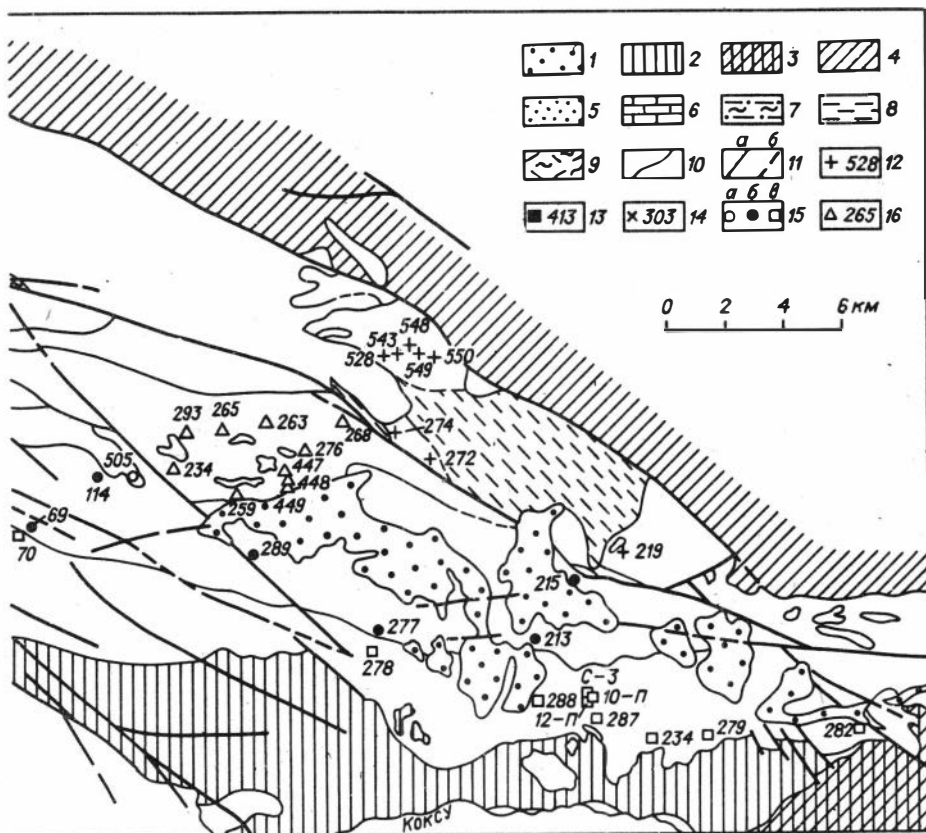
1-8 - см. рис. 2; 9 - порфириды шортандинского комплекса; 10 - геологические границы; 11 - тектонические нарушения (а - достоверные, б - предполагаемые), 12-16 - места отбора и номера проб (12 - тентексайского, 13 - басканского и шортандинского, 14 - мынчукурского, 15,а - теректинского, 15,б - койтасского, 15,в - ойсазского, 16 - салдыктасского комплексов).

рактору распределения и оптическим свойствам темноцветных минералов. Самые молодые гранитоиды салдыктасского комплекса отличаются от предшествующих физиографическим типом и характеризуются мелко- и среднезернистым строением, массивной текстурой, повторяющейся зональностью и отсутствием пятнистой зональности в плагиоклазах, что и отличает их от предшествующих гранитоидов.

Глава III

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД МЫНЧУКУРСКО-АРАСАНСКОГО ПЛУТОНА

При петрохимическом сопоставлении интрузивных комплексов в полихронных массивах наибольший интерес представляют следующие три задачи: выявление петрохимических признаков, отличающих предлагаемые комплексы; преемственность состава молодых гранитов от вмещающих древних гранитоидов; общие тенденции к изменению химизма пород во времени, в частности сопоставление догерцинских и герцинских гранитоидов и направленность эволюции герцинских гранитоидов.



Для решения этих задач были использованы 36 химических и 92 квантометрических анализа пород по пробам, отобраным из главных разновидностей выделенных комплексов (рис. 11). Часть химических анализов (17), дублирующих квантометрические, выполнена в ИГиГ СО АН СССР, а дополнительные химические анализы (19) – в Южно-Казахстанском геологическом управлении, большая часть (69) квантометрических анализов – в лаборатории ИГиГ, а остальные (23) – во ВСЕГЕИ.

Для окислов из пород каждого комплекса подсчитаны статистические характеристики: средние (\bar{x}), среднеквадратичные отклонения (S), коэффициенты асимметрии (A), эксцесса (E) и составлены таблицы парных коэффициентов корреляции. Для наглядности и сопоставления построены петрохимические диаграммы Заварицкого и вариационные диаграммы А. Харкера, широко используемые при формационных исследованиях гранитоидов Э.П. Изохом. На диаграммах Харкера кроме обычных параметров (SiO_2 по оси абсцисс и K_2O , Na_2O , сумма щелочей, CaO по оси ординат) внизу отложены значения TiO_2 и f (железистость).

Используя параллельные квантометрические и химические анализы, можно грубо оценить достоверность представленных анализов. Для SiO_2 разница колеблется около 2 отн. % (не более 5). Для элементов с меньшими концентрациями эта разница более значительна. Наибольших величин она достигает для MgO , Fe_2O_3 и TiO_2 . При этом Fe_2O_3 в квантометрических анализах определяли химическим методом, т.е. это различие

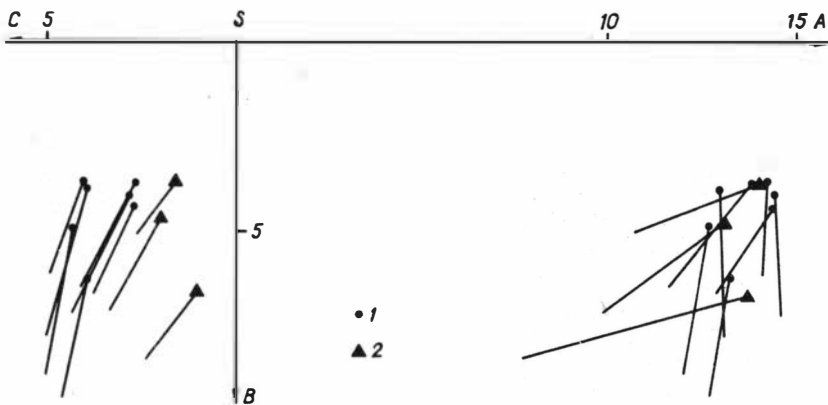


Рис. 12. Петрохимическая диаграмма Заварицкого для гранитогнейсов (1) и массивных двуслюдяных гранитов с гранатом (2) тентексайского комплекса.

относится к ошибкам анализа (\pm ошибки приготовления проб). Менее заметна разница для содержаний FeO и особенно для суммы FeO и Fe_2O_3 . Разница в содержании Al_2O_3 и CaO из параллельных проб составляет около 5 отн. %. Для квантометрических анализов по MgO отмечается небольшое систематическое занижение в габброидах и диоритоидах, а в гранитоидах (где $\text{MgO} < 1\%$), наоборот, завышение, что ведет к искажению коэффициента железистости пород. Хорошую сходимость обнаруживают значения окислов калия и натрия, анализируемые в обоих случаях методом пламенной фотометрии из отдельных навесок. Эти компоненты, определяющие общую щелочность пород и тип щелочности, наиболее характерны для выделяемых комплексов. В общем, квантометрические анализы показывают неплохую сходимость с химическими, вполне достаточную для наших целей.

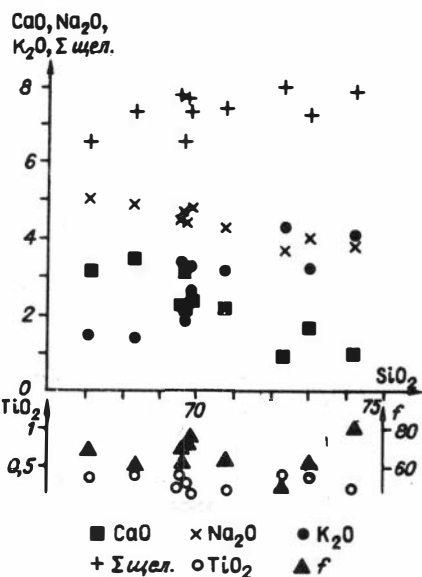
Тентексайский комплекс гранитогнейсов и массивных двуслюдяных гранитов охарактеризован анализами 10 проб (см. Приложение, табл. 1), из них 7 анализов принадлежат гранитогнейсам, а 3 – массивным двуслюдяным гранитам. Как раз эти три анализа отличаются от остальных на диаграмме Заварицкого (рис. 12) меньшей величиной s (кальциевость пород) и более пологим наклоном векторов на правой половине диаграммы, что отражает пересыщенность гранитов глиноземом. В целом для выборки отмечается сравнительно небольшой интервал колебаний по SiO_2 (67–74%), TiO_2 (0,22–0,42%) и Al_2O_3 (~14–16%). Остальные компоненты испытывают более существенные колебания, что особенно хорошо видно на диаграмме Харкера (рис. 13). С увеличением концентрации SiO_2 растет содержание K_2O от 1,36 до 4,34% и общая щелочность пород от 6,5 до 8,0%, а уменьшается содержание Na_2O от 5,00 до 3,68% и CaO от 3,51 до 0,90%. Эти зависимости подтверждаются значимыми величинами коэффициентов корреляции SiO_2 с K_2O (положительные) и с Na_2O , CaO , а также с MgO , FeO и Al_2O_3 (отрицательные) (табл. 1). K_2O отрицательно коррелируется с Al_2O_3 , Na_2O и феррическими компонентами: MgO и CaO . В свою очередь феррические компоненты обнаруживают положительную связь с Al_2O_3 , Na_2O и между собой.

Рис. 13. Вариационная диаграмма изменения содержаний породообразующих окислов и железистости в зависимости от содержания SiO_2 в гранитогнейсах тентексайского комплекса.

Порфиroidы шортандинского комплекса охарактеризованы 7 анализами. Басканский комплекс милонитизированных гранитов представлен 16 анализами, 11 из которых характеризуют массив Мынчукурского антиклинального блока, а 5 остальных - Басканский массив из одноименного блока (см. рис. 1, Приложение, табл. 1). Все эти анализы совмещены на диаграммах Заварицкого и Харкера (рис. 14, 15), из которых видно, что милонитизированные граниты из разных антиклинальных блоков не отличаются друг от друга. Диаграмма Заварицкого показывает небольшие колебания по основным характеристикам и резкое преобладание калия над натрием и большую пересыщенность глиноземом, что выражается в пологом наклоне векторов на обеих половинах диаграммы. Для порфиroidов характерны большие вариации величин в (от 4 до 15) и а (от 8,5 до 17), показывающих изменение меланократовости и общей щелочности пород, хотя тип щелочности (преобладание К над Na) и пересыщенность глиноземом такие же, как и у милонитизированных гранитов. На диаграмме Харкера это различие выражено менее четко и удается разглядеть лишь более сильные колебания суммы щелочей в порфиroidах (5,3-9,6%) по сравнению с милонитизированными гранитами (7,2-8,7%).

В целом басканские и шортандинские гранитоиды принадлежат к гранитам повышенной щелочности за счет высокого содержания K_2O . Концентрация SiO_2 в гранитоидах басканского комплекса колеблется от 67 до 78%. С увеличением SiO_2 в породах происходит уменьшение CaO (1,8-0,2%), NaO (3,0-2,2%), K_2O (6,3-4,8%), суммы щелочей (8,7-6,6%) и TiO_2 (0,5-0,1%). Кроме этих окислов, отрицательная корреляция которых с SiO_2 подтверждается значительными величинами (табл. 2), отрицательную связь с SiO_2 обнаруживают MgO, FeO и Al_2O_3 . В остальной части корреляционной матрицы в основном обнаруживаются значимые положительные связи TiO_2 , Al_2O_3 , FeO, MgO, CaO, Na₂O и K_2O , особенно Al_2O_3 и FeO с другими окислами. Наиболее характерно для данного типа пород резкое преобладание K_2O над Na_2O и отрицательная корреляция K_2O и SiO_2 , которая вообще очень редко наблюдается в гранитоидах. Для шортандинских порфиroidов при таком же характере щелочности корреляции K_2O и SiO_2 отсутствуют (табл. 3), также отмечаются значимые величины коэффициентов корреляции между другими компонентами, что подтверждает принадлежность этих гранитоидов к разным комплексам.

Существенно плагиоклазовые граниты мынчукурского комплекса. Химический состав плагиогранитов, судя по 13 анализам (см. Приложение, табл. 1) довольно однообразен. Небольшие колебания обнаруживают SiO_2 (67-



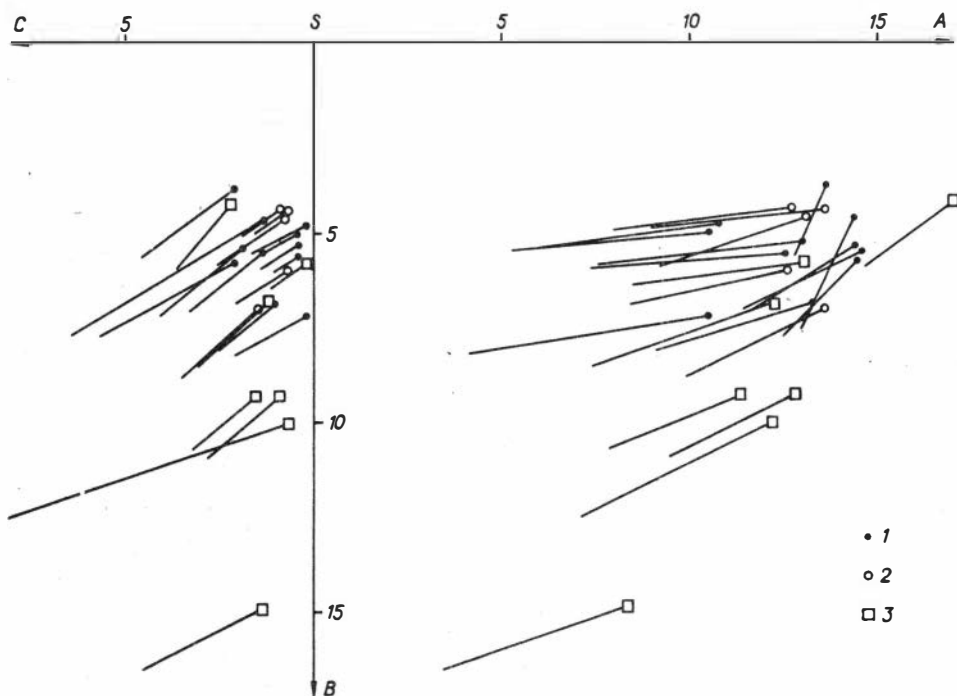


Рис. 14. Петрохимическая диаграмма Заварицкого для милонитизированных гранитов из Мынчукурского (1) и Басканского (2) блока басканского комплекса и порфиридов (3) шортандинского комплекса.

75%), TiO_2 (0,16–0,75%), более существенные – CaO (0,38–3,80%), MgO (0,15–1,30%), FeO (1,33–4,35%) и коэффициента железистости (56–86%) (рис. 16), так как увеличение содержания FeO не всегда вызывает эквивалентное повышение количества MgO . Это доказывается незначительной величиной коэффициента корреляции между ними (табл. 4). Большой разброс значений Al_2O_3 (12,0–16,3%) находит объяснение в изменении содержания мусковита в породе, а на диаграмме Заварицкого отображается в разном наклоне векторов в плоскости ASB (рис. 17). Характерна значимая отрицательная корреляция SiO_2 почти со всеми остальными петрогенными окислами – Al_2O_3 , FeO , MgO и CaO . Оставшаяся часть корреляционной матрицы практически не имеет значимых величин, кроме окислов железа и магния. Отрицательная связь FeO с K_2O указывает на то, что главным концентратом калия в гранитоидах является не биотит, а, видимо, мусковит и калишпат. Положительные связи обнаруживаются у фемических компонентов CaO с FeO , Fe_2O_3 и MgO , а у двух последних между собой.

Корреляция CaO с окислами железа и магния связана с увеличением основности плагиоклаза в более меланократовых породах, так как в плагиогранитах совсем отсутствует роговая обманка (см. гл. II).

По сумме щелочей мынчукурские плагиограниты почти не отличаются от басканских гранитоидов (приблизительно 7–8,5%), а тип щелочности резко отличен. Басканские гранитоиды высококалиевые, мынчукурские, наоборот, повышенно-натровые. Причем содержание Na_2O довольно устойчи-

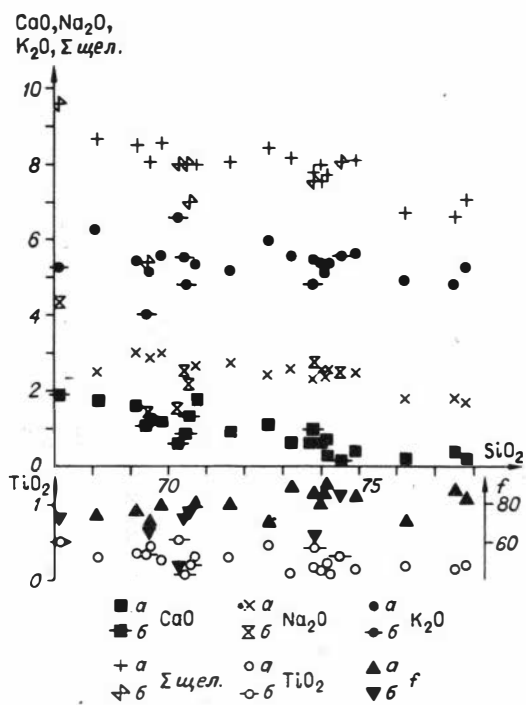


Рис. 15. Вариационная диаграмма изменения содержаний породообразующих окислов и железистости в зависимости от содержания SiO₂ в милонитизированных гранитах басканского комплекса (а) и порфироидах шортандинского комплекса (б).

во и колеблется от 4,30 до 5,24%, содержание K₂O изменяется сильнее от 2,21 до 3,67%, что хорошо видно по величине среднеквадратичных отклонений (см. табл. 4).

Герцинский интрузивный цикл представлен двумя гомодромными рядами пород. Ранний из них – койтасская габброгранитовая серия – состоит из трех комплексов, закономерно изменяющих свой состав во времени от габбро-диоритов, гранодиоритов-гранитов до лейкократовых гранитов. После образования основных даек, секущих породы койтасской серии с нарушением гомодромности, формируется салдыктасский многофазный комплекс гранодиоритов-гранитов.

Габбро, габбро-диориты и диориты теректинского комплекса являются наиболее ранними герцинскими интрузивными породами. Они не имеют аналогов в других комплексах Мынчукурского блока, поэтому мы сопоставляем их только с общими формационными типами габброидов.

Габброиды (I фаза) теректинского комплекса охарактеризованы 11 анализами (см. Приложение, табл. 1), из которых видно устойчивое низкое содержание TiO₂ (0,5–1,0%)*;

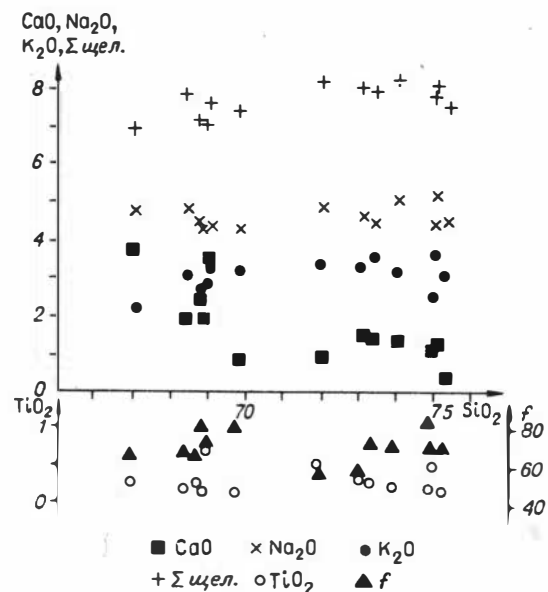


Рис. 16. Вариационная диаграмма изменения содержаний породообразующих окислов и железистости в зависимости от содержания SiO₂ в плагиогранитах мынчукурского комплекса.

* В анализе 325/3 из северного эндоконтакта Шарыктасского массива TiO₂ = 1,90%, эта проба отличается и по другим параметрам: CaO, Al₂O₃ и f.

Таблица 2

Оценки параметров распределения и парных коэффициентов корреляции милонитизированных гранитов басканского комплекса ($n = 16$), $r_{05} = 0,50$, $r_{01} = 0,62$

\bar{x}	72,94	0,24	13,18	0,41	2,35	0,03	0,38	0,85	2,46	5,44	1,07
S	2,95	0,10	1,20	0,27	0,64	0,02	0,19	0,53	0,41	0,35	0,38
A	0,01	0,58	-0,24	-0,04	0,01	2,09	0,29	0,46	-0,59	0,54	0,49
E	-1,20	-1,09	-0,91	-0,53	-1,70	4,51	-1,20	-1,24	-0,74	0,19	-0,18
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.
П.п.п.	0,05	0,22	-0,14	0,19	-0,20	-0,08	0,06	0,21	-0,16	<u>-0,51</u>	
K ₂ O	<u>-0,53</u>	0,34	<u>0,52</u>	-0,33	<u>0,56</u>	0,29	0,48	0,48	0,34		
Na ₂ O	<u>-0,83</u>	0,40	<u>0,85</u>	-0,47	<u>0,73</u>	0,22	0,46	<u>0,65</u>			
CaO	<u>-0,90</u>	<u>0,70</u>	<u>0,81</u>	-0,30	<u>0,70</u>	0,45	<u>0,70</u>				
MgO	<u>-0,74</u>	<u>0,85</u>	<u>0,77</u>	-0,07	<u>0,60</u>	0,45					
MnO	-0,36	<u>0,66</u>	0,31	-0,22	0,18						
FeO	<u>-0,81</u>	0,44	<u>0,78</u>	<u>-0,58</u>							
Fe ₂ O ₃	0,30	0,01	-0,29								
Al ₂ O ₃	<u>-0,96</u>	<u>0,66</u>									
TiO ₂	<u>-0,66</u>										

Таблица 4

Оценки параметров распределения и парных коэффициентов корреляции пород мынчукурского комплекса ($n = 13$), $r_{05} = 0,55$, $r_{01} = 0,68$

\bar{x}	71,50	0,31	14,54	0,52	2,45	0,09	0,67	1,72	4,65	3,09	0,61
S	2,97	0,17	1,31	0,71	1,06	0,05	0,35	1,00	0,30	0,41	0,34
A	-0,05	1,06	-0,48	1,96	0,75	0,52	0,41	1,85	0,58	-0,54	0,33
E	-1,77	-0,13	-1,02	3,24	-1,18	-0,79	-1,21	-0,43	-0,94	-0,71	-0,88
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.
П.п.п	-0,08	-0,33	0,13	-0,27	0,20	-0,39	-0,20	-0,38	-0,24	-0,11	
K ₂ O	0,53	0,05	-0,12	-0,20	<u>-0,70</u>	0,18	-0,32	-0,51	-0,19		
Na ₂ O	0,37	0,23	-0,41	-0,22	-0,20	0,46	0,04	-0,14			
CaO	<u>-0,74</u>	0,31	0,22	<u>0,55</u>	<u>0,58</u>	-0,08	<u>0,62</u>				
MgO	-0,62	0,50	0,11	0,63	0,33	0,08					
MnO	<u>0,54</u>	<u>0,83</u>	<u>-0,83</u>	0,41	<u>-0,65</u>						
FeO	<u>-0,85</u>	-0,35	<u>0,59</u>	0,07							
Fe ₂ O ₃	-0,37	<u>0,73</u>	-0,24								
Al ₂ O ₃	<u>-0,69</u>	<u>-0,55</u>									
TiO ₂	<u>0,55</u>										

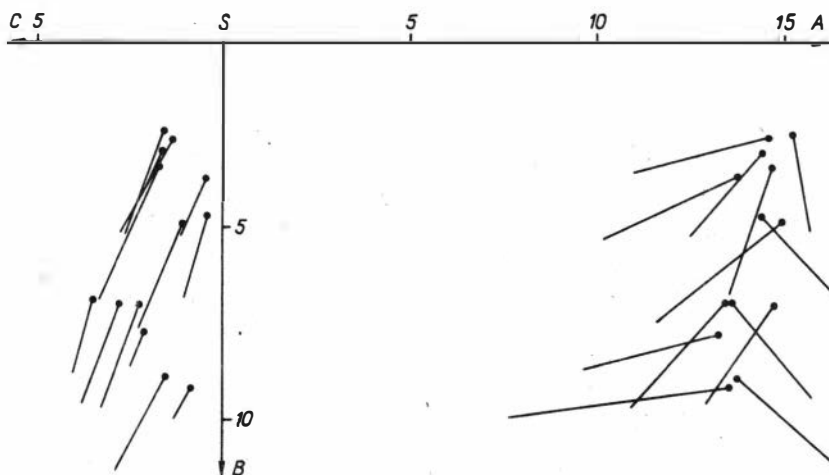


Рис. 17. Петрохимическая диаграмма Заварицкого для плагногранитов мынчукурского комплекса.

низкая железистость, постоянное содержание K_2O (меньше 1%, в среднем 0,54), а также переменные содержания CaO , Na_2O и суммы щелочей, не обнаруживающих закономерных изменений от содержания SiO_2 (рис. 18). Это подтверждается отсутствием корреляции SiO_2 с K_2O , Na_2O и CaO (табл. 5).

Содержание главных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO) сильно изменяется в зависимости от типа пород. Эти типы пород нередко наблюдаются в виде слоев и являются, таким образом, результатом дифференциации.

Содержание Al_2O_3 в породах I фазы теректинского комплекса, как правило, меньше 15%, что отличает их от обычных габброидов габбро-гранитовых серий. Например, габброиды степнякского комплекса Северного Казахстана /Кутюлин, 1972/, габброиды герцинских серий Западного Узбекистана /Формационный ..., 1975/ содержат $Al_2O_3 \geq 15\%$. Вместе с тем Al_2O_3 оказывается наиболее информативным по сравнению с другими окислами. Для Al_2O_3 обнаруживается больше значимых коэффициентов корреляции, чем у остальных окислов (см. табл. 5). Отрицательная корреляция Al_2O_3 с FeO и MgO положительная с Na_2O , CaO и TiO_2 указывают на снижение глиноземистости для меланократовых габбро, содержащих оливин и пироксены, и на увеличение этой величины в более лейкократовых полевошпатовых габбро. Остальные значимые коэффициенты корреляции подчеркивают наметившуюся тенденцию – устойчивые отрицательные связи FeO и MgO с Na_2O и CaO и положительную связь между FeO и MgO .

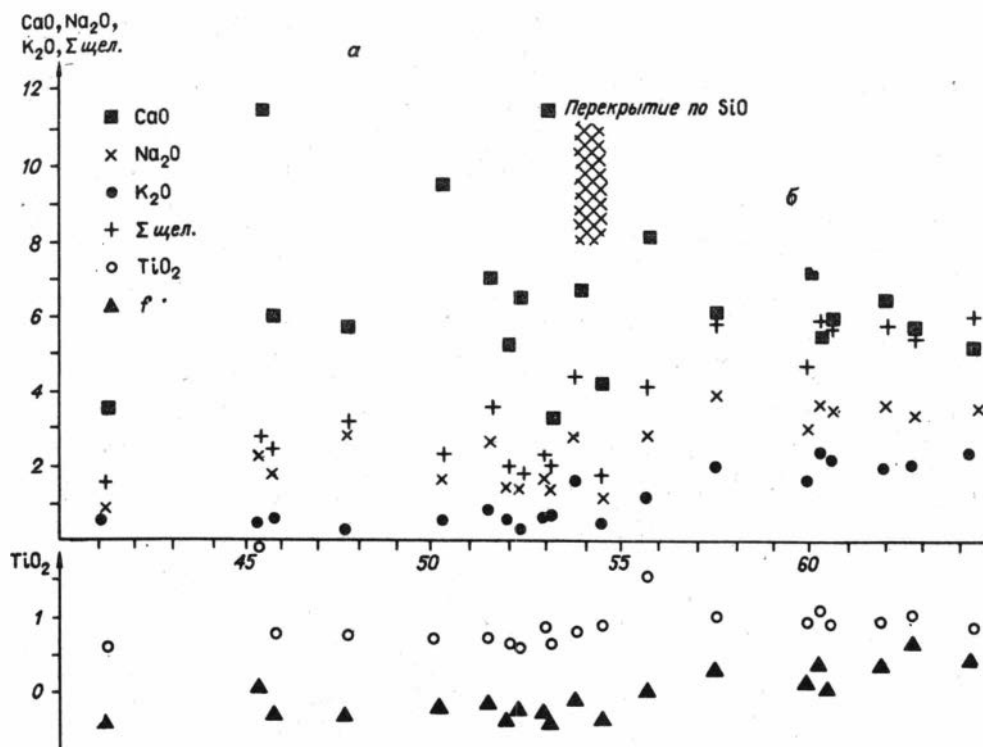
Пониженная железистость габброидов теректинского комплекса связана с постоянно повышенным содержанием MgO по сравнению с другими габбро-гранитовыми сериями. Содержание MgO , в свою очередь, хорошо увязывается с минеральным составом пород – повышенным содержанием магнезиального оливина и особенно ромбического пироксена.

На диаграмме Заварицкого составы пород комплекса обнаруживают нормальную для габброидов последовательность изменений основных характерис-

Таблица 5

Оценки параметров распределений и парных коэффициентов корреляции пород I фазы теректинского комплекса ($n = 11$), $r_{05} = 0,60$, $r_{01} = 0,74$

\bar{x}	49,71	0,81	11,91	1,43	8,92	0,20	15,24	6,69	1,77	0,54	2,59
S	4,13	0,37	4,06	0,64	1,46	0,07	5,94	2,91	0,61	0,14	1,28
A	-0,68	2,24	0,24	0,66	0,23	-0,08	0,44	0,51	0,56	0,11	0,48
E	-0,97	3,81	-1,24	-0,61	-1,37	-1,56	-0,90	-1,28	-1,03	-0,12	-1,05
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.
П.п.п.	<u>-0,61</u>	-0,11	0,05	0,23	0,17	-0,32	0,22	-0,17	0,07	-0,25	
K ₂ O	0,07	-0,07	0,08	0,36	-0,18	-0,22	-0,10	0,09	0,05		
Na ₂ O	-0,05	0,31	<u>0,81</u>	-0,20	<u>-0,65</u>	<u>-0,65</u>	<u>-0,64</u>	0,38			
CaO	0,01	<u>-0,60</u>	<u>0,71</u>	-0,11	<u>-0,77</u>	-0,05	<u>-0,81</u>				
MgO	-0,33	-0,53	<u>-0,90</u>	0,46	<u>0,90</u>	0,16					
MnO	0,54	-0,37	-0,52	-0,19	0,10						
FeO	-0,36	-0,30	<u>-0,77</u>	0,30							
Fe ₂ O ₃	<u>-0,69</u>	-0,14	-0,25								
Al ₂ O ₃	-0,04	<u>0,60</u>									
TiO ₂	-0,24										



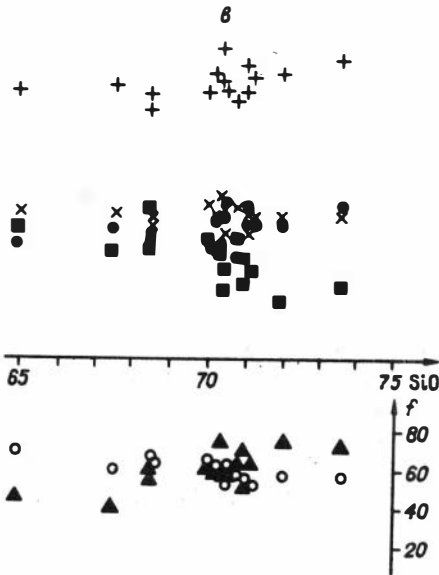
тик - с уменьшением характеристики в (от 53,6 до 25,0) увеличиваются а (от 2,4 до 7,3) и с (от 2,3 до 10,7) (рис. 19). Такая закономерность изменения состава связана как с гравитационным расслоением расплава, так и частично с наложенными процессами и, как справедливо отметили Г.В. Поляков и др. /Дифференцированные ..., 1974/, не отражает истинную картину эволюции расплава в очаге.

Теректинские габброиды по дополнительным характеристикам несколько отличаются от обычных габбро-норит-диоритовых комплексов (см., например, /Дифференцированные ..., 1974, с. 101/). Эти отличия выражены в более крутых (почти вертикальных) наклонах векторов, лежащих в плоскости ASB, что связано с повышенной магниальностью и, наоборот, в более пологих направлениях векторов на левой стороне диаграммы, что объясняется несколько повышенным содержанием K₂O в сумме щелочей.

В целом по петрохимическим параметрам габброиды теректинского комплекса соответствуют лейкократовым, но магниальным габбро-норитам. От обычных габбро эвкритового типа в габбро-гранитовых сериях они отличаются повышенной магниальностью и пониженными глиноземистостью и кальциевостью.

От габброидов I фазы резко отличаются диориты II фазы, охарактеризованные 9 анализами (см. Приложение, табл. 1). Составы пород I и II фаз почти не перекрываются по содержанию SiO₂ и обнаруживают резкий скачок практически по всем компонентам (см. рис. 18). Они обладают повышенными содержаниями K₂O, Na₂O, суммы щелочей, большим процентом железистости (из-за резко пониженного по сравнению с габброидами I фазы содержания MgO) и заметно большим содержанием Al₂O₃. Содержания

Рис. 18. Вариационная диаграмма изменения содержаний породообразующих окислов и железистости в зависимости от содержания SiO_2 в породах теректинского (а - I фаза, б - II фаза) и койтасского комплексов (в).



CaO и TiO_2 примерно те же, что и в габброидах, но дисперсия по CaO значительно меньше, несмотря на меньшую выборку (табл. 6). На диаграмме Харкера видно повышение содержания K_2O с ростом SiO_2 . Эта тенденция выражена в значимой величине коэффициента корреляции между K_2O и SiO_2 . SiO_2 , K_2O и Na_2O отрицательно коррелируются с фемическими компонентами (SiO_2 с CaO , MgO и FeO , K_2O с CaO ; Na_2O с MgO и CaO). Ярко выражены положительные корреляции фемических и салических компонентов между собой MgO с FeO , а K_2O с Na_2O .

На диаграмме Заварицкого (рис. 20) векторы, отображающие состав диоритов, в целом образуют довольно компактную группу с небольшими колебаниями по характеристикам в (10-15), а (8,5-11,5) и с (4,5-8,5). Исключение составляет один анализ, вектор которого располагается ближе к габброидам I фазы, но на диаграмме Харкера видно, что состав этой породы хотя и перекрывается по содержанию SiO_2 , по основным компонентам K_2O , Na_2O , сумма щелочей и f резко отличается от составов пород I фазы. Усредненный вектор описанных пород почти полностью совпадает с диоритами (включая кварцевые диориты) по Р. Дели.

Гранодиориты и граниты койтасского комплекса представлены 15 анализами (см. Приложение, табл. 1). Они не перекрываются по содержанию SiO_2 с диоритами теректинского комплекса (см. рис. 18) и отличаются от них резко пониженными содержаниями CaO , FeO , MgO и в меньшей мере TiO_2 . По другим компонентам - K_2O , Na_2O , сумме щелочей и железистости, как и по CaO , на диаграмме Харкера заметно скачкообразное изменение их концентраций, причем для первых трех этот скачок в сторону повышения, а коэффициент железистости сначала резко уменьшается (в породах с малым содержанием SiO_2), а затем с ростом SiO_2 повышается. Содержание Al_2O_3 колеблется в широких пределах от 11,5 до 15,8%, такое колебание глиноземистости пород отображено на диаграмме Заварицкого (см. рис. 20) в изменении наклона векторов на плоскости ASB , хотя большинство векторов наклонены вправо, что характерно для пород нормального ряда. Пересыщенные глиноземом породы не характерны, что отражено в минеральном составе гранитоидов: все они наряду с биотитом - относительно высокоглиноземистым темноцветным минералом, содержат роговую обманку и не содержат мусковита. Общая щелочность гранитоидов колеблется в основном от 7 до 8% и незначительно возрастает с увеличением SiO_2

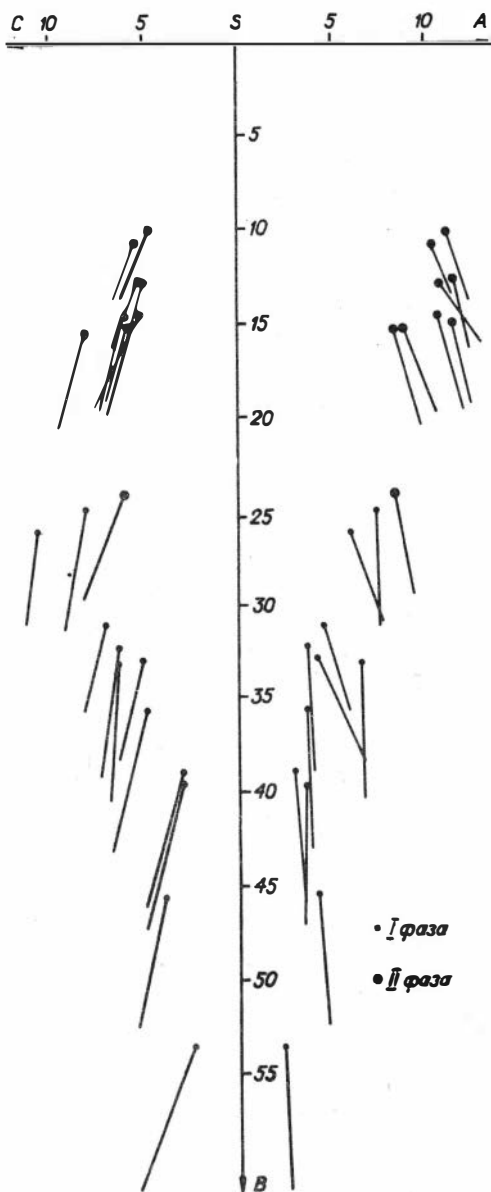


Рис. 19. Петрохимическая диаграмма Заварицкого для габбро-диоритов теректинского комплекса.

в породе. Увеличение щелочности происходит за счет увеличения содержаний K_2O от 3,0 до 4,5% (см. рис. 18), в то время как содержание Na_2O остается приблизительно одинаковым (в основном 3,5–4,2%). Эта тенденция подчеркивает значимые положительные коэффициенты корреляции K_2O с SiO_2 и отсутствием корреляции Na_2O с SiO_2 и любым другим компонентом (табл. 7). Остальные окислы обнаруживают с SiO_2 обратную зависимость. K_2O связан обратной зависимостью с феррическими компонентами — FeO , CaO , TiO_2 . Феррические окислы, в свою очередь, связаны положительными коэффициентами корреляции между собой — TiO_2 с CaO , MgO , MnO и FeO ; FeO с MgO и CaO . Нужно отметить отсутствие корреляции Al_2O_3 с другими компонентами, что характерно, как мы увидим далее, для всех герцинских гранитоидов и для ранее описанных диоритов теректинского комплекса.

Ойсаэский комплекс лейкократовых гранитов и аляскитов охарактеризован 17 анализами, из которых 4 анализа представляют мелко-, среднезернистые аляскиты, а остальные — крупнозернистые лейкократовые граниты (см. Приложение, табл. 1). Эти группы пород практически не различаются по всем компонентам и поэтому описаны

вместе. Граниты обладают небольшим интервалом колебания по SiO_2 (71,0–75,5%), от изменения которого не зависит концентрация Na_2O (3,30–4,25%), K_2O (4,27–5,20%) и суммы щелочей (7,93–8,81%) (рис. 21). Намечается слабая отрицательная зависимость CaO от SiO_2 , но эта корреляция не существенна при 95%-ном уровне значимости (табл. 8), вероятно, из-за большого разброса значений по CaO для проб с близкими содержаниями SiO_2 . Более четкая обратная корреляция TiO_2 и SiO_2 видна на рис. 26 и в табл. 9. Нужно отметить также присущую всем гранитоидам отрицательную связь SiO_2 и Al_2O_3 . Корреляции SiO_2 с MgO и Fe_2O_3 могут быть кажущимися из-за аналитических ошибок. Более существенны отрицательные

Таблица 6

Оценки параметров распределения и парных коэффициентов корреляции пород П фазы теректинского комплекса ($n = 9$), $r_{05} = 0,67$, $r_{01} = 0,88$

\bar{x}	59,68	1,02	16,16	1,35	5,29	0,16	3,76	6,23	3,41	1,93	1,00
S	3,43	0,22	0,88	0,51	0,87	0,03	1,91	0,94	0,40	0,38	0,63
A	-0,35	1,38	0,89	-0,49	-0,11	-0,39	1,04	0,66	-0,34	-0,66	0,71
E	-1,32	0,98	-0,84	-0,99	-0,57	-1,42	0,19	-0,89	-1,62	-0,89	-0,90
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.
П.п.п.	<u>-0,91</u>	0,23	0,35	0,03	<u>0,74</u>	-0,46	<u>0,81</u>	0,56	<u>-0,72</u>	<u>-0,72</u>	
K ₂ O	<u>0,77</u>	-0,56	-0,49	0,34	-0,50	0,30	-0,57	<u>-0,97</u>	<u>0,76</u>		
Na ₂ O	0,57	-0,23	0,03	-0,13	-0,32	0,22	-0,64	<u>-0,70</u>			
CaO	-0,66	0,58	0,46	-0,44	0,36	-0,14	0,48				
MgO	<u>-0,86</u>	-0,20	-0,03	0,19	<u>0,68</u>	0,08					
MnO	0,22	-0,49	-0,50	0,19	-0,27						
FeO	<u>-0,84</u>	0,04	0,30	0,12							
Fe ₂ O ₃	0,13	<u>-0,77</u>	<u>-0,75</u>								
Al ₂ O ₃	-0,45	0,82									
TiO ₂	-0,24										

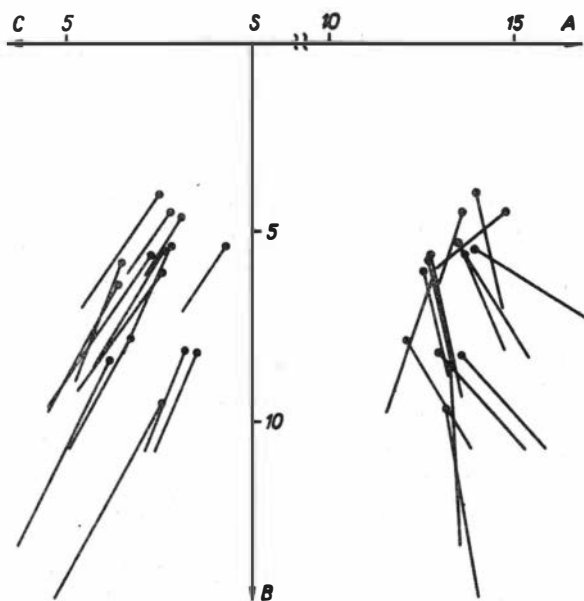


Рис. 20. Петрохимическая диаграмма Заварицкого для гранитоидов койтасского комплекса.

связи K_2O с полевошпатовыми компонентами CaO и Na_2O . На диаграмме Заварицкого (рис. 22) видно, что фигуративные точки векторов ойсазских гранитов располагаются на продолжении группы точек койтасского комплекса (ср. с рис. 20) с уменьшением основных характеристик в s и некоторым увеличением характеристики a , что указывает на уменьшение меланократовости и увеличение общей щелочности по-

род. По направлению наклона векторов в плоскости ASB видно, что в ойсазском комплексе чуть меньше половины проб составляют пересыщенные глиноземом породы. Койтасские гранитоиды в большинстве представлены породами нормального ряда. Также отличается от койтасских наклон векторов в плоскости CSB , на рис. 27 он более пологий, что связано с преобладанием калия над натрием. Подобным образом происходит продолжение вариационных линий на диаграммах Харкера (ср. рис. 18 и 21).

Гранитоиды салдыктасского комплекса начинают новый интрузивный этап, отличающийся от койтасской серии тем, что он представлен одним многофазным гранитоидным комплексом.

Разброс значений по SiO_2 в салдыктасском комплексе больше, чем во всех остальных (от 60 до 75%), так как в этот комплекс объединено несколько групп пород, представляющих собой фазы - от диоритов до лейкократовых гранитов. Соответственно изменяют свои концентрации и другие компоненты: CaO от 0,45 до 6,90%, Al_2O_3 от 12,5 до 16,1%, FeO от 1,27 до 4,08% (особенно суммарное железо в пробе 265), MgO от 0,30 до 3,90% и K_2O от 1,67 до 3,33% (см. Приложение, табл. 1). Содержание Na_2O колеблется в небольших пределах - от 3,55 до 4,18%, приблизительно такие же колебания Na_2O характерны для предшествующих гранитоидов койтасского и ойсазского комплексов. Сумма щелочей отличается от этих комплексов (в среднем 7,1%) от 5,85 до 8,08%. Почти все компоненты обнаруживают значимую отрицательную связь с SiO_2 , кроме положительного коэффициента корреляции K_2O с SiO_2 (табл. 9). Все эти зависимости хорошо видны на диаграмме Харкера (рис. 23). K_2O в свою очередь отрицательно коррелируется с остальными (кроме SiO_2) компонентами, причем значимые коэффициенты корреляции обнаруживаются с фемическими TiO_2 , FeO , MgO и полевошпатовыми CaO и Na_2O . Фемические компоненты (CaO , MgO , FeO , Fe_2O_3 , TiO_2) характеризуются значимыми положительными коэффициентами корреляции между собой, а также MgO и CaO с Na_2O

Таблица 7

Оценки параметров распределения и парных коэффициентов корреляции пород койтасского комплекса
($n = 15$), $r_{05} = 0,51$, $r_{01} = 0,64$

\bar{x}	70,13	0,58	13,99	0,48	3,12	0,13	1,30	2,77	3,87	3,59	0,45
S	2,14	0,14	1,27	0,32	0,47	0,03	0,68	0,59	0,26	0,47	0,36
A	-0,57	0,31	-0,30	-0,56	-0,26	-0,30	1,31	-0,14	0,19	0,02	2,28
E	0,18	-0,63	-0,85	-1,39	-1,43	-1,39	1,20	-1,05	-0,58	-1,53	5,05
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.
П.п.п.	0,14	-0,13	-0,46	-0,28	-0,12	-0,33	0,27	-0,06	-0,17	0,10	
K ₂ O	<u>0,56</u>	<u>-0,67</u>	-0,30	-0,27	<u>-0,93</u>	-0,43	-0,47	<u>-0,89</u>	-0,34		
Na ₂ O	-0,03	-0,01	-0,05	0,17	0,32	-0,08	0,04	0,06			
CaO	<u>-0,65</u>	<u>0,79</u>	0,36	0,28	<u>0,86</u>	<u>0,56</u>	0,50				
MgO	<u>-0,73</u>	<u>0,57</u>	0,17	0,17	<u>0,54</u>	0,10					
MnO	-0,23	<u>0,63</u>	0,12	-0,06	0,48						
FeO	<u>-0,51</u>	<u>0,68</u>	0,15	0,23							
Fe ₂ O ₃	<u>-0,56</u>	0,47	0,31								
Al ₂ O ₃	<u>-0,70</u>	0,41									
TiO ₂	<u>-0,81</u>										

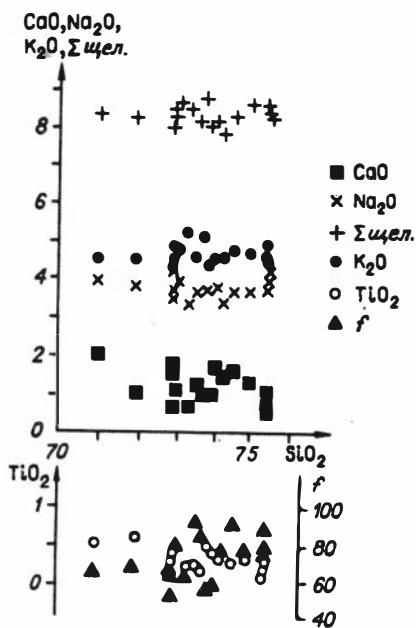


Рис. 21. Вариационная диаграмма изменения содержаний породообразующих окислов и железистости в зависимости от содержания SiO_2 для лейкократовых гранитов ойсаэского комплекса.

На диаграмме Заварицкого (рис. 24) расположение фигуративных точек, т.е. основные характеристики салдыктасского гранита, практически не отличается от расположения точек койтасских гранодиоритов-гранитов. Хорошо видны различия по дополнительным характеристикам - более крутой наклон векторов на плоскости CSB свидетельствует о пониженной калиености гранитоидов, а разное направление векторов на плоскости ASB (приблизительно пополам) служит признаком повышенной глиноземистости пород.

Рассмотрим сводную диаграмму, на которой вынесены усредненные фигуративные точки для трех комплексов герцинских гранитоидов и построены доверительные интервалы (рис. 25). Доверительные интервалы имеют вид эллипсов, осями которых являются вычисленные 95%-ные доверительные интервалы ($X \pm 1,96 S$) по основным характеристикам. Наклоны осей эллипсов показаны в соответствии с коэффициентами корреляции. На этой диаграмме мы ограничились только нанесением фигуративных точек, так как векторы на правой стороне диаграммы в каждой группе носят двойственный характер и построение их вносит путаницу. Векторы на левой половине диаграммы тоже опущены, но их наклон и характер разброса значений для каждого комплекса хорошо видны на предыдущих диаграммах.

Усредненные фигуративные точки пород комплексов по характеристикам v и s укладываются в интервал между средними составами послекембрийских гранитов и аляскитов по Р. Дели. В то же время для гранитоидов койтасского и ойсаэского комплексов несколько повышена характеристика a , отображающая общую щелочность гранитных пород койтасской серии.

Гранитоиды салдыктасского комплекса отличаются от пород койтасской серии меньшей общей щелочностью, что видно на правой половине диаграммы. Доверительные эллипсы гранитоидов койтасского и салдыктасского комплексов лишь соприкасаются между собой, а поле ойсаэских гранитов находится на небольшом удалении от них. На левой половине диаграммы видно полное перекрытие доверительных интервалов койтасского и салдыктасского комплексов. Правее и выше от них располагается более вытянутый эллипс ойсаэских гранитов. Нужно отметить, что между характеристиками s и v для пород ойсаэского комплекса наблюдается слабая отрицательная корреляция. Такую корреляцию и следовало ожидать исходя из порядка подсчета числовых характеристик для пород, пересыщенных глиноземом. Таким образом, на диаграмме Заварицкого салдыктасский комплекс почти не отличается или слабо отличается от койтасского и более различаются койтасский и ойсаэский комплексы. На диаграммах Харкера различие

Таблица 8

Оценки параметров распределений и парных коэффициентов корреляции пород ойсазского комплекса ($n = 17$), $r_{05} = 0,48$, $r_{01} = 0,61$

\bar{x}	73,79	0,31	13,75	0,40	1,67	0,10	0,47	1,17	3,71	4,66	0,31
S	1,25	0,12	1,06	0,51	0,42	0,02	0,26	0,42	0,25	0,26	0,30
A	-0,36	0,96	0,04	1,34	-0,12	0,85	0,20	0,25	0,32	0,63	1,25
E	-0,54	-0,10	-1,11	0,55	-1,53	-0,35	-1,48	-0,93	-0,45	-0,64	0,68
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.
П.п.п.	0,41	-0,14	<u>-0,56</u>	-0,21	0,24	0,05	-0,22	-0,32	<u>-0,32</u>	0,10	
K ₂ O	0,10	<u>-0,54</u>	0,34	-0,04	-0,41	-0,34	-0,38	<u>-0,60</u>	<u>-0,59</u>		
Na ₂ O	-0,06	0,21	-0,33	0,42	-0,19	0,10	0,04	0,33			
CaO	-0,39	0,42	-0,24	0,40	0,26	0,10	0,40				
MgO	<u>-0,68</u>	<u>0,66</u>	0,36	0,32	-0,04	0,33					
MnO	-0,36	<u>0,78</u>	-0,04	0,20	0,18						
FeO	0,12	0,31	-0,27	-0,47							
Fe ₂ O ₃	<u>-0,66</u>	0,29	-0,03								
Al ₂ O ₃	<u>-0,52</u>	0,09									
TiO ₂	<u>-0,59</u>										

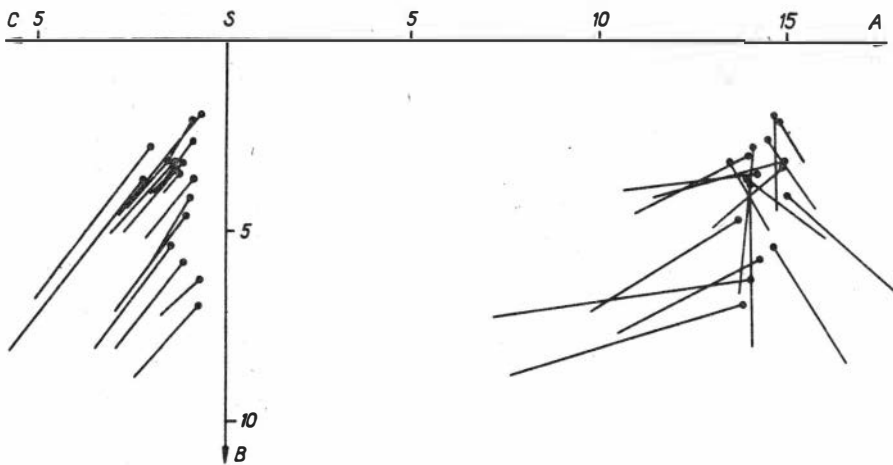


Рис. 22. Петрохимическая диаграмма Заварицкого для гранитоидов ойсазского комплекса.

между койтасским и салдыктасским комплексами улавливается только по сумме щелочей (ср. рис. 18 и 23). Наиболее информативно отношение суммы щелочей к глинозему.

На рис. 26 построены линии регрессии содержания $(K_2O + Na_2O)$ от изменения Al_2O_3 для койтасского, ойсазского и салдыктасского комплексов. Первые два комплекса принадлежат к одной серии и имеют сходные типы линий регрессии, отличающиеся только абсолютной величиной $(K_2O + Na_2O)$. Совершенно иное поведение щелочей и глинозема в салдыктасских гранитоидах – увеличение суммы щелочей с ростом Al_2O_3 в то время как в гранитоидах койтасского и ойсазского комплексов происходит уменьшение или очень слабое увеличение щелочей. Перегиб линии регрессии салдыктасских гранитов, возможно, имеет случайный характер, так как у нас имеется всего два анализа со значениями Al_2O_3 больше 16%, поэтому эта часть линии показана штрихом.

В целом разновозрастные гранитоиды различаются по типам щелочности. Наиболее древние докембрийские гранитогнейсы тентексайского комплекса являются натровыми разновидностями, а милонитизированные граниты и порфиroidы басканского комплекса оказались наиболее калиевыми. Каледонские плагииграниты мынчукурского комплекса – повышено натровые. Гранитоиды герцинского цикла (койтасский, ойсазский и салдыктасский) характеризуются устойчивым содержанием Na_2O для всех типов пород. Содержания K_2O и соответственно сумма щелочей в этих породах изменяются таким образом, что койтасские гранитоиды – калинатровые, ойсазские – повышено калиевые, а салдыктасские – опять калинатровые, но в отличие от койтасских с меньшими содержаниями окиси калия.

Нагляднее всего зависимость содержания главных породообразующих компонентов гранитоидов от изменения содержания SiO_2 в породе показана на статистико-петрохимических диаграммах /Изох, 1976/, представляющих собой обобщенные диаграммы Харкера. На диаграммах видно приблизительно одинаковое поведение CaO и разный тип щелочности для догер-

Таблица 9

Оценки параметров распределения и парных коэффициентов корреляции пород салдыктасского комплекса
($n = 13$), $r_{05} = 0,55$, $r_{01} = 0,68$

\bar{x}	71,10	0,50	14,50	0,67	2,32	0,12	1,0	2,75	3,81	3,29	0,39
S	4,53	0,24	1,31	0,78	0,94	0,03	0,94	1,70	0,19	0,95	0,35
A	-1,23	0,57	0,47	2,08	0,48	0,32	1,99	0,86	0,80	-0,41	1,00
E	0,19	-0,74	-0,62	3,73	-1,25	-0,96	3,45	0,21	-0,35	-1,49	0,19
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.
П.п.п.	-0,47	0,46	0,51	0,04	0,44	-0,06	0,18	0,35	-0,07	-0,32	
K ₂ O	<u>0,67</u>	<u>-0,73</u>	-0,14	-0,45	<u>-0,80</u>	-0,25	<u>-0,75</u>	<u>-0,87</u>	<u>-0,81</u>		
Na ₂ O	-0,51	0,46	0,12	0,37	0,51	-0,00	<u>0,69</u>	<u>0,65</u>			
CaO	<u>-0,88</u>	<u>0,90</u>	0,17	<u>0,73</u>	<u>0,92</u>	0,41	<u>0,93</u>				
MgO	<u>-0,88</u>	<u>0,85</u>	0,16	<u>0,85</u>	<u>0,83</u>	0,29					
MnO	-0,27	0,52	-0,17	0,35	0,37						
FeO	<u>-0,84</u>	<u>0,93</u>	0,21	<u>0,63</u>							
Fe ₂ O ₃	<u>-0,81</u>	<u>0,82</u>	0,26								
Al ₂ O ₃	<u>-0,56</u>	0,34									
TiO ₂	<u>-0,91</u>										

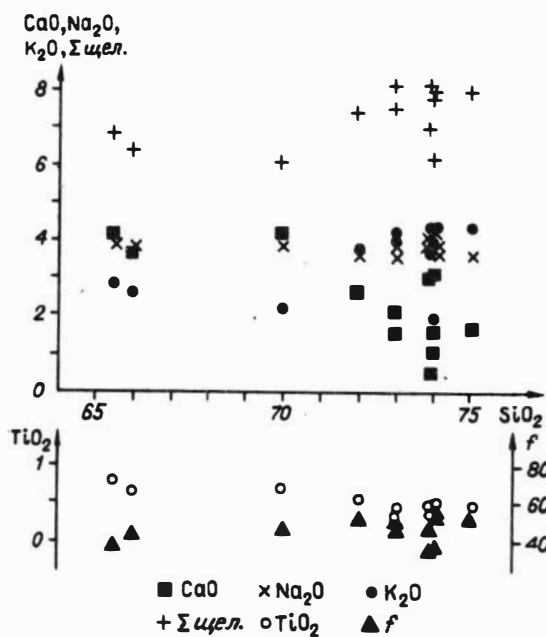


Рис. 23. Вариационная диаграмма изменения содержаний породообразующих окислов и железистости в зависимости от содержания SiO₂ для гранитоидов салдыктасского комплекса.

цинских комплексов и одинаковое поведение щелочей в койтасской серии и салдыктасском комплексе (рис. 27). Для определения металлогенической специализации гранитоидов лучше всего подходит койтасская габбро-гранитовая серия, которая соответствует гранитоидным формациям, со сближенными содержаниями щелочей калинатрового типа, молибденоносными /Изох, 1976, с. 37/. Похожий тип диаграммы характеризует сал-

дыктасский комплекс. Для догерцинских гранитоидов трудно определить формационную принадлежность и металлогеническую специализацию из-за отсутствия габброидных предшественников. Хотя можно предположить, что натровые гранитоиды могут быть потенциально золотоносными, а калиевые - оловоносные с касситерит-кварцевым типом оруденения.

Таким образом, наилучшими, по нашему мнению, петрохимическими признаками, различающими гранитоидные комплексы, являются тип щелочно-

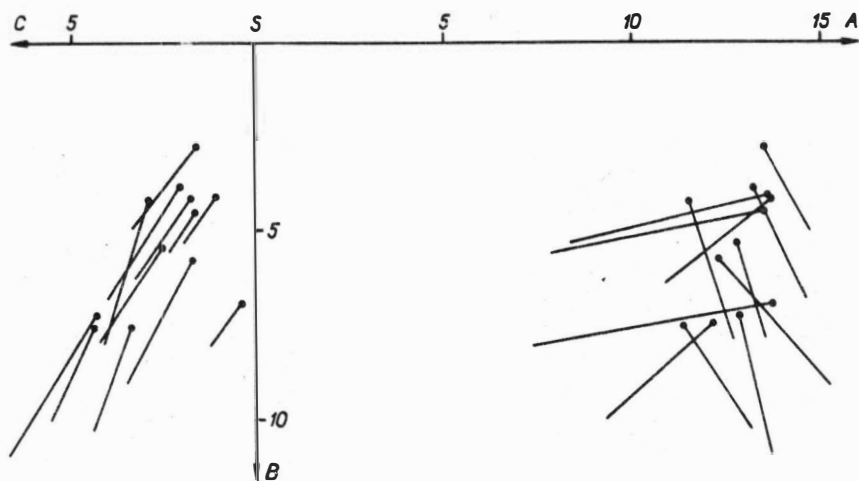


Рис. 24. Петрохимическая диаграмма Заварицкого для гранитоидов салдыктасского комплекса.

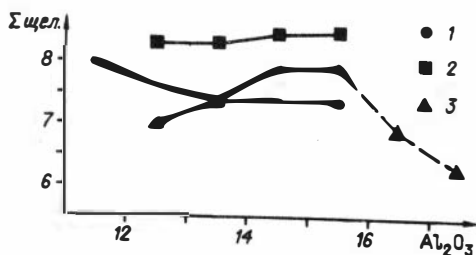
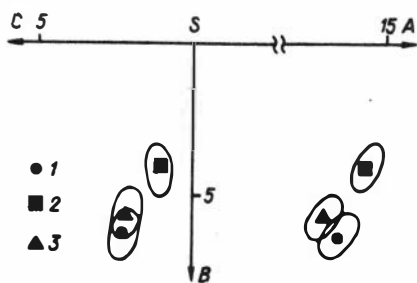


Рис. 25. Петрохимическая диаграмма Заварицкого для средних основных характеристик гранитоидов койтасского (1), ойсазского (2) и салдыктасского (3) комплексов с элементами доверительных интервалов,

Рис. 26. Изменение содержания суммы щелочей в зависимости от концентрации Al_2O_3 в гранитоидах койтасского (1), ойсазского (2) и салдыктасского (3) комплексов.

ти, а также общая щелочность пород. По этим признакам высококалийевые гранитоиды басканского комплекса отличаются от более древних натровых тентексайских гранитоидов; каледонские гранитоиды мынчукурского комплекса типично натровые. В герцинских комплексах наблюдается гомодромное развитие от габброидов до лейкократовых гранитов в койтасской серии и от диоритов до лейкократовых гранитов в салдыктасском комплексе.

Характерная особенность гомодромного развития — возрастание калиевости и общей щелочности пород в сериях и каждом комплексе во времени, причем в гранитоидах практически не меняется содержание Na_2O , а возрастает — K_2O . Поведение щелочей в зависимости от содержания SiO_2 и их средние содержания в салдыктасском комплексе почти не отличаются от таковых в койтасской серии (в основном койтасский комплекс), но резко раз-

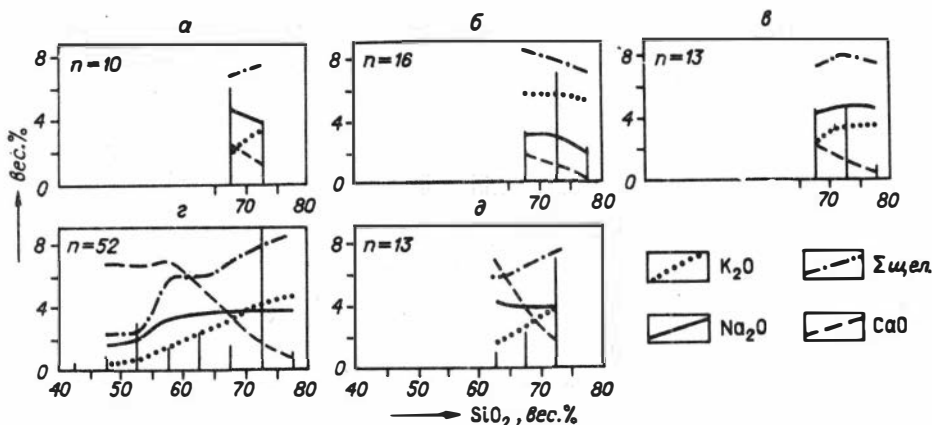


Рис. 27. Статистико-петрохимическая диаграмма для пород тентексайского (а), басканского (б), мынчукурского (в) комплексов, койтасской (г) серии и салдыктасского комплекса (д).

лично содержание щелочей в зависимости от концентрации Al_2O_3 (см. рис. 26). Различия по другим компонентам несущественны, и наличие унаследованности состава разновозрастных гранитоидов. В содержании щелочей такой унаследованности не наблюдается, а скорее наоборот, в догерцинских комплексах натровые гранитоиды сменяются калиевыми и затем опять формируются натровые. Во время герцинского тектоно-магматического цикла формируются калинатровые гранитоиды, содержание K_2O в которых (койтасская серия и салдыктасский комплекс) возрастает от ранних членов кристаллизации к поздним.

Глава IV

ГЛАВНЫЕ И АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД МЫНЧУКУРСКО-АРАСАНСКОГО ПЛУТОНА И ВМЕШАЮЩИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛШ

При минералогическом сопоставлении пород плутона основное внимание уделяли плагиоклазам, мусковитам, биотитам, амфиболам и качественной оценке специфики акцессорных минералов в каждом комплексе. Эти минералы наиболее информативны для сопоставления комплексов и для выяснения физико-химических условий формирования пород.

Плагиоклазы

Состав плагиоклазов определен оптическим методом на столике Федорова, результаты определений сведены в табл. 10. Плагиоклазы метаморфических толш и интрузивных пород тентексайского и басканского комплексов изучены менее детально, чем для последующих комплексов, и их краткая характеристика приведена в гл. II.

В плагиогранитах мынчукурского комплекса отчетливо видна альбитизация плагиоклаза (см. табл. 10). В общем случае для пород герцинских комплексов основность плагиоклазов последовательно снижается от раннего комплекса (теректинский) к позднему (ойсазский) в койтасской серии. Формирование новой гранитоидной серии, представленной салдыктасским комплексом, резко прерывает эту закономерную картину. В ранней фазе салдыктасского комплекса составы плагиоклазов соответствуют таковым из поздней фазы теректинского или ранней фазы койтасского комплексов. В поздних фазах салдыктасских гранитов основность плагиоклазов снижается. Таким образом, закономерность, выявленная для пород койтасской серии, повторяется в салдыктасской, но в сокращенном варианте.

В породах всех комплексов встречаются две разновидности плагиоклаза: незональные и зональные. Последние чаще всего обладают прямой зональностью, а для салдыктасских гранитоидов наряду с прямой иногда встречаются кристаллы с обратной и повторяющейся зональностью. В породах почти всех комплексов состав зерен незональных плагиоклазов соответствует составу отдельных зон в зональных таблицах. В койтасских гранодиоритах (I фаза) незональные кристаллы соответствуют внешним зонам зональных (№ 21-26) и являются поздней генерацией. В койтасских гранитах (II

Таблица 10

Содержание анортита в плагиоклазах из интрузивных пород
Мынчукурско-Арасанского плутона

Комплекс (фаза)	Номера плагиоклазов		
	зональных	незональных	пятнисто-зональ- ных
Мынчукурский	36 → 13,14	18,19,34,39	Отсутствуют
Теректинский I	98 → 59 → 37, 80 → 49,	56,68,81	Отсутствуют
Теректинский II	72 → 45 → 40, 52 → 30	22,23,36,36,40, 41,48,49,50,55, 59,65,70	23 - 9 - 22 - - 4 - 30
Койтасский I	50 → 26 → 17, 49 → 27,44 → 25, 42 → 30 25 → 21, 44 → 24,35 → 22, 21 → 12	21,21,22,24,24, 25,26 (среднее - 23)	25 - 10 - 8 - - 23
Койтасский II		3,5,7,10,10,21, 23,25,25	22 - 13
Ойсаэский	16 → 12,14 → 6, 14 → 12 → 9	3,3,3,4,4,4,4,5, 6,7,7,7,8,8,8,8, 9,9,9,10,10,11, 11,11,12,12,13, 13,14,15,16	Отсутствуют
Салдыктасский I	65 → 37, 55 → 34 → 30, 50 → 36 → 28, 48 → 38, 37 → 21, 32 → 11,31 → 8, 26 → 11,24 → 15, 20 → 36 → 21	22,22,23,25,30, 34,36,36,38	Отсутствуют
Салдыктасский II-III	23 → 11,22 → 13, 9 → 15, 6 → 12	6,9,10,10,13,13, 13,14,18,19,19, 22,22,25,38	Отсутствуют

фаза) так же, как и в мынчукурских плагиогранитах, проявлены процессы альбитизации плагиоклаза. Эта наложенная генерация представлена в мынчукурском комплексе альбит-олигоклазом (№ 13-19), в койтасском (IIфаза) - альбитом (№ 3-10). Подобный состав плагиоклазов есть и в гранитах ойсаэского комплекса, но эти плагиоклазы обнаруживают прямую зональность и постепенные переходы от № 3 к 16 как в зональных кристаллах, так и по совокупности незональных зерен.

Третья разновидность плагиоклаза отличается от других характерным пятнистым строением. Эти плагиоклазы часто встречаются в диоритах теректинского комплекса, в гранодиоритах, а иногда и в гранитах койтасского комплекса и отсутствуют в гранитоидах салдыктасского и ойсаэского комплексов (см. табл. 10).

Плаггиоклазы с пятнистой зональностью представляют собой крупные (до 10–15 мм) таблицы с неровным, пятнистым погасанием ядра. Чаше всего такие ядра "разбиты" на ряд вытянутых (по удлинению кристалла) или изометричных таблиц, промежутки которых заполнены плаггиоклазом более кислого состава. Как правило, основность таблиц (пятен) выше, чем у "промежутков" между "пятнами", а граница между ними нечеткая (см. гл. II). В пятнисто-зональных плаггиоклазах койтасских гранитоидов вместо альбита или наряду с ним промежутки основных "пятен" нередко заполнены микроклином, кварцем или сфеном. Все такие пятнисто-зональные ядра окружены каймами с прямой зональностью, а состав внутренних зон этих кайм оказывается более основным, чем альбитовые "промежутки". Таким образом, крупные таблицы плаггиоклаза как бы разъедены и координированы альбитом, микроклином, кварцем, причем замещению подвергаются ядра зональных кристаллов, а каймы остаются не измененными. Такие взаимоотношения проще всего объяснить тем, что каймы образовывались после магматической резорбции ядра, т.е. резорбированные и частично "растворенные" кристаллы плаггиоклаза "дорастают" плаггиоклазом другой генерации, обладающим прямой зональностью. "Цементирующая" масса (альбит+микроклин+кварц) при таком предположении, по существу, – раскристаллизованные включения расплава.

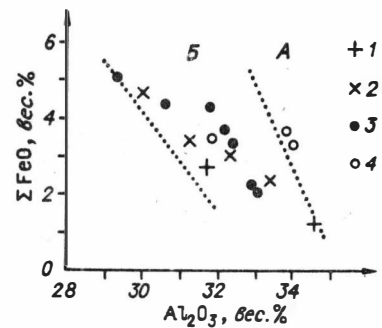
Петрологическое объяснение пятнистой зональности имеется у Дж. Вэнса /Vance, 1965/ и Н.Ф. Шинкарева (1970). Они считают это процессами резорбции плаггиоклазов в магме при снятии давления в "сухой" системе, так как кривые температуры плавления при уменьшении давления снижаются. К этому же эффекту должно приводить повышение содержания летучих в магме (фрасвалоризация) во время кристаллизации. И еще один возможный вариант – разогревание магмы, в которой началась кристаллизация плаггиоклаза. Такое разогревание возможно при смешивании (синтексисе) магм разного состава /Добрецов Г.Л., 1971, 1974/.

Белые слюды

Белые слюды присутствуют в качестве породообразующего минерала в кварцитах и слюдистых кварцитах косагашской свиты, в басканских милонитизированных гранитах и порфироидах, в тентексайских гранитогнейсах, двуслюдяных гранитах с гранатом, а также в мынчукурских плаггиогранитах. Сравнение с белыми слюдами метаморфических пород необходимо для выяснения генезиса этих слюд в гранитоидах и определения P–T условий метаморфизма. Мы располагаем 16 микронзондовыми анализами белых слюд из этих пород (см. Приложение, табл. II, III), большинство из них (7 анализов) характеризуют мынчукурские плаггиограниты, 3 анализа – двуслюдяные тентексайские граниты, 4 – милонитизированные граниты и порфиroidы басканского и шортчдинского комплексов, 2 – слюдистые кварциты и кварциты косагашской свиты.

Состав мусковитов из тентексайских гранитов отличается от всех остальных белых слюд и особенно два анализа (272 и 274) – наиболее глиноземистых и с минимальными содержаниями MgO , TiO_2 и SiO_2 . Эти мусковиты по соотношению суммы железа, выраженной в виде FeO к глинозему располагаются в поле А (рис. 28), что соответствует слюдам изверженных пород или слюдам андалузит–силлиманитового и дистен–силлиманитового типов метаморфизма. Остальные белые слюды, попадающие в поле Б, яв-

Рис. 28. Соотношение суммы FeO к Al_2O_3 в фенгитах и мусковитах из слюдястых кварцитов косагашской свиты (1), гранитоидов шортандинского и басканского комплексов (2), мынчукурских плагиогранитов (3) и тентексайских гранитов с гранатом (4).



ляются переходными от мусковитов к типичным фенгитам. В этом поле находятся слюды биотитовой и гранатовой зон дистен-силлиманитового типа метаморфизма, а также низкотемпературные слюды /Добрецов Н.Л. и др., 1974, § 13/.

Таким образом, составы мусковитов из двуслюдяных гранитов не противоречат предположению, что они имеют первично-магматическое происхождение, хотя и не доказывают этого. Все остальные белые слюды из гранитоидов не могут быть магматическими и представляют собой либо перекристаллизованные первично-магматические слюды, либо новообразованные при метаморфическом или гидротермальном изменении пород.

Для характеристики P-T условий метаморфизма наибольший интерес представляют слюды в парагенезисе с натриевыми (альбитом или парагонитом) и железо-магнезиальными минералами (хлоритом, биотитом) (рис.29).

Температуру можно определить по максимальному содержанию натрия в формуле слюды, находящейся в ассоциации с другим натриевым минералом. Содержание Na (0,14 форм. ед), в мусковите (проба 159, см. Приложение, табл. II), ассоциирующем с альбитом соответствует температуре не менее 530°C (рис. 30). Эта температура фиксирует нижний предел образования минералов /Добрецов Н.Л. и др., 1974/. "Истинная" температура определяется по содержанию Na в мусковите, ассоциирующем с парагонитом (см. рис. 29). Содержание Na из альбитсодержащего парагенезиса может лишь приближаться к максимуму для мусковита в парагонитовом парагенезисе, но остается ниже (при данной температуре). В исследо-

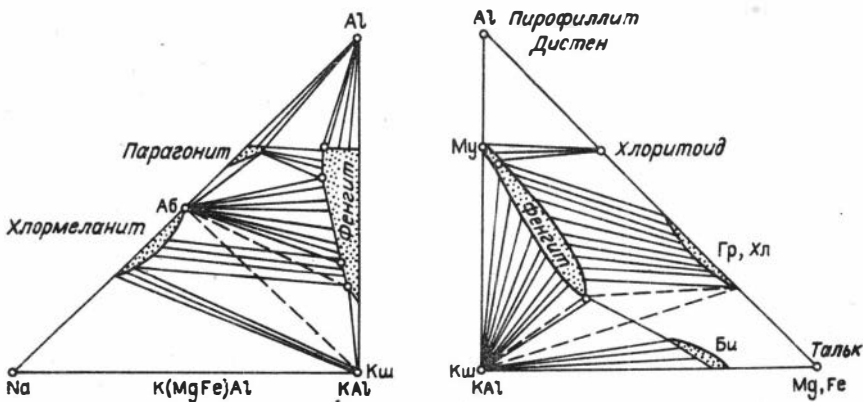


Рис. 29. Фазовые равновесия фенгита с другими магнезиально-железистыми минералами.

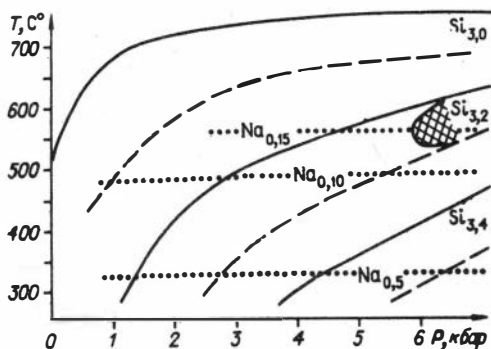


Рис. 30. Определение температуры и давления по особенностям составов белых слюд. Сплошные линии и штриховые предельные содержания Si (форм. ед.), пунктирные линии – предельные содержания Na (форм. ед.). Заштрихована предполагаемая область образования слюд в слюдястых кварцитах.

граммы мусковита из пробы 159 показывает, что наиболее интенсивные линии пробы совпадают с интенсивными линиями эталона "Мусковит-3Н" по В.И. Михееву (1957). Эти слюды близки и по химическому составу.

В ассоциации с железо-магнезиальными минералами белые слюды могут служить барометром (если известна температура образования этой ассоциации). Для таких слюд интересны значения с максимальным содержанием кремния в формуле минерала, что коррелируется с максимальными значениями Fe и Mg и минимальными – Al (см. рис. 29) /Добрецов Н.Л. и др., 1974/. Такой слюдой является фенгит из пробы 158 (см. Приложение, табл. III), где он ассоциирует с хлоритом. В координатах P–T (см. рис. 30) изолиния содержания Si, равного 3,29, пересекается с изолинией максимального содержания Na (0,14) из пробы 159 при 530°C и давлении 6 кбар. Другими словами, с учетом значений полученных данных как нижнего предела $T \geq 530^\circ\text{C}$, $P \geq 6$ кбар*.

Биотиты

Биотит наиболее распространенный железо-магнезиальный минерал. Это породообразующий минерал практически во всех магматических и метаморфических породах. Исключение составляют аляскисты краевой фации ойсазского комплекса, где биотит присутствует в качестве аксессуарного минерала, и некоторые разновидности габброидов теректинского комплекса, не содержащие биотита вообще; также редок биотит в кварцитах и слюдястых кварцитах косагашской свиты.

Для характеристики химического состава биотитов проанализировано более 70 проб на рентгеноспектральных микроанализаторах MS=46 и JXA=5A, из них 25 – на 8 компонентов и 47 – на 4–5 (см. Приложение, табл. П, III). Во всех пробах не определялись CaO, MgO и H₂O, содержание железа приведено в виде суммарного FeO. В связи с этим сумма окислов в анализах на 8 компонентов (с поправкой F₂ = 0) колеблется от 93,26 до 97,79%. Существенную поправку к этим суммам могут принести окись марганца, концентрация которой в аналогичных гранитоидах Казахстана колеблется от 0,5–1,0% в диоритах и гранодиоритах до 1,0–1,5% в гранитах

* Поправки в сторону более высоких температур и давлений не могут быть слишком большими, так как отсутствуют соответствующие высокотемпературные ассоциации.

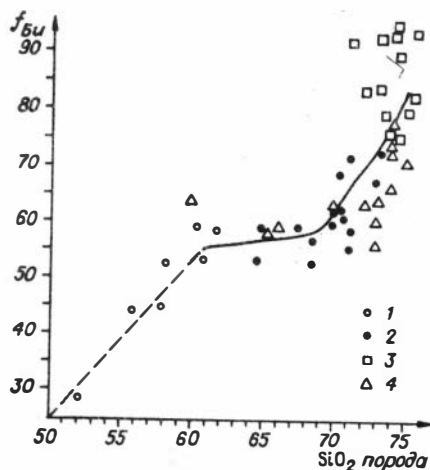
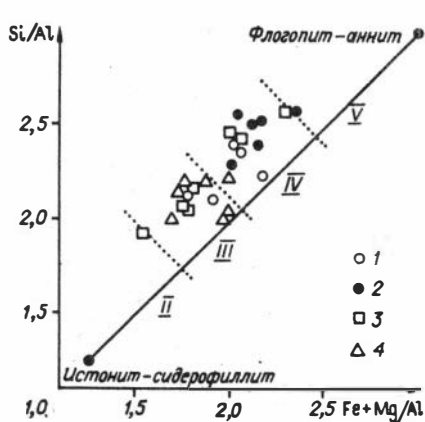


Рис. 31. Диаграмма составов биотитов по соотношениям Si/Al к $Fe+Mg / Al$ в гранитоидах теректинского (I), койтасского (2), ойсазского (3) и салдыктасского (4) комплексов. Римские цифры соответствуют группам щелочности гранитоидов: III – нормальная, IV – повышенная.

Рис. 32. Зависимость железистости биотита (Би) от содержания SiO_2 в породе для гранитоидов теректинского (1), койтасского (2), ойсазского (3) и салдыктасского (4) комплексов.

/Потапьев, Маликова, 1974/, и вода, содержание которой менее постоянно и изменяется для "молодых" казахстанских гранитоидов от 1,0 до 4,5% /Ушакова, 1980/. Содержание CaO в биотитах из гранитов других регионов по данным рентгеноспектрального анализа не превышает 0,1% /Потапьев, Маликова, 1974; и др./, а в химических анализах повышенное содержание кальция может образоваться за счет включений или сростков с апатитом, сфеном или плагиоклазом, что иногда видно по повышенному содержанию P_2O_5 или Na_2O .

В остальном микронзондовые анализы, по нашему мнению, более точные, чем химические. Это видно, например, из содержания калия в формуле минерала (см. Приложение, табл. III). В приведенных анализах это значение редко опускается ниже 0,90. В большинстве опубликованных химических анализов оно редко превышает это число /Ушакова, 1971, 1980/. Существующие параллельные анализы биотитов химическим и микронзондовым методами /Потапьев, Маликова, 1974/ подтверждают эту закономерность. Такое различие, вероятно, связано с обеднением пробы, приготовленной для химического анализа, за счет хлоритизированного биотита. При хлоритизации биотита, как известно, происходит вынос калия и увеличение содержания воды, поведение остальных элементов точно не выяснено. Одновременно с фтором определено содержание хлора, которое колеблется от 0,01 до 0,03% и в таблице не приведено.

Частичные анализы биотитов из мынчукурских гранитоидов и двуслюдяных гранитов с гранатом (см. Приложение, табл. II) имеют пониженное содержание TiO_2 (0,68–2,05%, кроме пробы 104), сравнительно постоян-

ные значения железистости (от 55,5 до 64,0%) и постоянно низкое содержание Na_2O (0,07-0,10%).

Все биотиты герцинских гранитоидов по содержанию Al располагаются в середине ряда флогопит-аннит и истонит-сидерфиллит, т.е. соответствуют биотитам как таковым. Отмечается повышенное содержание Si по отношению к Fe + Mg (рис. 31). Составы биотитов занимают III и IV поля /Маракушев, Тарарин, 1965; 1966; Тарарин, 1971/, которые отвечают гранитам нормальной (III) и повышенной (IV) щелочности. Поля составов биотитов разных комплексов на этой диаграмме перекрывают друг друга, и намечается лишь компактное расположение для биотитов салдыктасского комплекса нормальной щелочности (что соответствует петрохимическому типу этих пород) и для биотитов койтасского комплекса повышенной (?) щелочности. Еще большее несоответствие петрохимического типа пород и состава биотитов наблюдается для ойсазских гранитов. Точки составов биотитов из этих наиболее щелочных гранитов (см. гл. II) располагаются в III и IV полях, занимая крайние значения вблизи границ с полями II и V. Такое кажущееся несоответствие состава биотитов и щелочности пород койтасского и особенно для ойсазского комплексов объясняется повышенной фтористостью расплавов, которая фиксируется в составе самих биотитов и в резко повышенном содержании акцессорного флюорита (см. ниже). Известная диаграмма щелочности гранитоидов /Маракушев, Тарарин, 1965/ учитывает концентрацию щелочей и воды в расплаве, вероятно, большое влияние на состав биотитов оказывает и фтористость расплава.

Более информативный признак для разделения комплексов - железистость биотитов. Изменение железистости биотитов из пород койтасской серии подчеркивает особенности формирования каждого из трех выделенных комплексов (см. Приложение, табл. II). Биотиты габброидов и диоритоидов теректинского комплекса характеризуются наиболее низкими значениями железистости - в среднем 50% (от 27 до 59%). Сменяющие их гранитоиды койтасского комплекса содержат биотиты с железистостью, изменяющейся от 58% для гранодиоритов (52-62%) до 65 для гранитов (59-71%). Самые поздние в койтасской серии ойсазские лейкократовые граниты обладают еще большей железистостью: для фации ядра в среднем 79% (74-84%) и для краевой фации - 93% (89-94%).

Наглядно эта информация выражена на диаграмме зависимости железистости биотита от содержания SiO_2 в породе (рис. 32). На диаграмме видно, что поля точек теректинских, койтасских и ойсазских гранитоидов не перекрываются и образуют непрерывный эволюционный ряд. Среди ойсазских гранитов обособляется группа точек с высокой (> 89%) железистостью биотита. Эти точки представляют составы пород и биотитов мелко-, среднезернистых аляскитовых гранитов краевой фации Ойсазского массива. Граниты, несмотря на постепенные переходы к крупнозернистым гранитам, отличаются от них отсутствием роговой обманки и магнетита.

Изменение железистости биотитов из салдыктасских гранитоидов не повторяет закономерное изменение этого коэффициента для биотитов койтасских гранитоидов (см. Приложение, табл. II). На рис. 32 видно, что в салдыктасском комплексе биотиты с коэффициентом железистости, одинаковым с койтасскими, оказываются в гранитоидах, содержащих большее количество SiO_2 , а в гранодиоритах салдыктасского комплекса биотит, наоборот, более железистый. В целом возрастание железистости биотитов при росте SiO_2 происходит неравномерно, так как в интервале 60-70% SiO_2 железистость биотита остается постоянной, между 52 и 60%. Далее железистость быстро

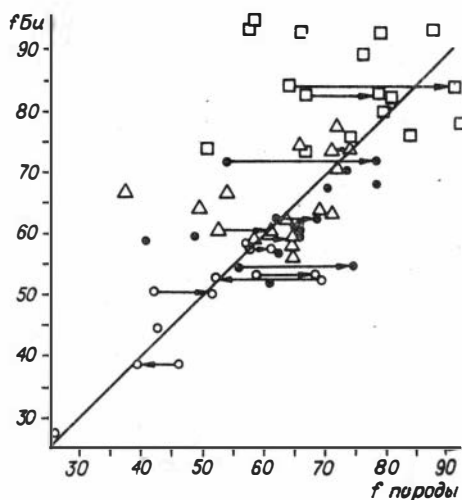


Рис. 33. Зависимость железистости биотита от железистости породы (усл. обозн. см. на рис. 31). Линии соединяют дублированные анализы, стрелка указывает коэффициент железистости, высчитанный по химическому анализу.

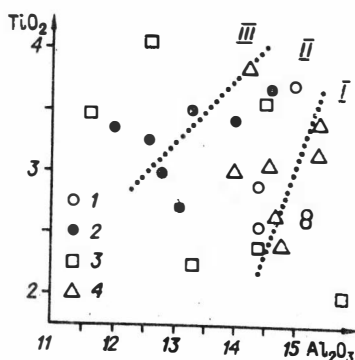


Рис. 34. Зависимость содержания TiO_2 от концентрации Al_2O_3 в биотитах (усл. обозн. см. на рис. 31).

Примерные поля гранитоидов разных фаций: I – абиссальной, II – мезоабиссальной, III – гипабиссальной по Г.Б. Ферштатеру и Н.С. Бородиной (1975).

растет и при $SiO_2 \geq 72\%$ она не зависит от содержания SiO_2 (избыточного кварца). Линия регрессии, построенная для изменения железистости биотита от содержания SiO_2 в породе, наглядно иллюстрирует такую зависимость. Нужно отметить, что в области $SiO_2 \geq 72\%$ железистость биотита оказывается различной для разных комплексов – минимальная в салдыктасских и максимальная в ойсаяэских гранитах, особенно для их краевой фации.

Интересно сопоставление параллельных определений коэффициентов железистости биотита и породы в целом. В принципе железистость породы должна быть больше или, по крайней мере, равной (в безмагнетитовых парагенезисах) железистости биотита, так как в гранитах отсутствуют другие магнийсодержащие минералы, кроме биотита и амфибола. Железистости амфибола и сосуществующего биотита близки (см. рис. 36), поэтому амфибол не может сильно исказить соотношение железистости биотита и породы. Тем не менее такое искажение наблюдается (рис. 33), особенно для пород с малыми содержаниями Mg. Это несоответствие, вероятно, объясняется неточностью квантометрического определения малых концентраций MgO (см. гл. II). Построения с использованием параллельных химических анализов подтверждают данное предположение.

Биотиты герцинских гранитоидов в среднем не различаются по содержанию Na_2O . Для биотитов койтасского и салдыктасского комплексов намечается тенденция к уменьшению содержания TiO_2 от ранних фаз к поздним: в койтасском комплексе в среднем от 3,47 до 3,35%, в салдыктас-

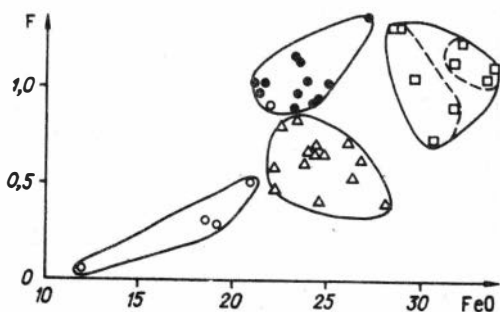


Рис. 35. Зависимость содержания фтора от концентрации FeO в биотитах (усл. обозн. см. на рис. 31).

TiO_2 в биотитах, возможно, связано с изменением его концентрации в самих породах, что подтверждается петрохимическими исследованиями (см. гл. II).

По отношению TiO_2 к Al_2O_3 (рис. 34) более половины проанализированных биотитов попадает в поле II, соответствующее мезоабиссальным гранитам /Ферштатер, Бородина, 1975/. Точки, располагающиеся вблизи линий, ограничивающих эти поля, вероятно, тоже можно отнести к полю II из-за "условности" проведения линий. Более удаленные от поля II точки, возможно, связаны со случайностью выбора анализированных чешуй биотита, т.е. с недостатками микронзондового метода анализа, а не с разной глубиной формирования одного комплекса, например ойсазского от абиссальных до гипабиссальных условий, хотя определенные ограничения на эту зависимость накладывает повышенная фтористость расплава.

Содержание фтора в биотитах из каждого отдельно взятого гранитоидного комплекса не зависит от концентрации других компонентов. Фтористость биотитов из разных комплексов лучше всего видна на графике F/FeO (рис. 35). По соотношению фтора к окиси железа для каждого комплекса обособляются поля, не перекрывающиеся между собой. Исключение составляют две пробы (193 и 240) теректинского комплекса, которые отобраны из ксеноблоков в койтасских гранитоидах вблизи контактов с ними. Для слюд теректинских габброидов и диоритов наблюдается положительная корреляция. В биотитах койтасского и ойсазского комплексов содержание фтора колеблется в полосе от 0,7 до 1,4% с разрывом по FeO . Слюды салдыктасских гранитоидов по содержанию фтора (от 0,4 до 0,8%) занимают промежуточное положение между теректинским и койтасским комплексами. Среднее значение фтора для этого комплекса значительно отличается от средних величин любого другого комплекса по t -критерию Стьюдента. Пониженная фтористость биотитов салдыктасских гранитоидов хорошо согласуется с почти полным отсутствием аксессуарного флюорита в протолочках (см. табл.12).

Амфиболы

Амфибол менее распространен, чем биотит. В гранитоидах он присутствует в меньших количествах, чем биотит, а в гранитоидах с мусковитом (тентексайские, шортандинские, басканские и мынчукурские граниты) отсутствуют вообще, так же как и в лейкократовых гранитах II и III фаз салдыктасского комплекса и ойсазских аляскитах краевой фации.

Для характеристики химического состава амфиболов проделано 11 полных (на 8 компонентов) и 29 частичных (на 4 компонента) рентгеноспектральных анализов на микрозонде MS=46 и несколько дополнительных анализов на фтор и хлор (см. Приложение, табл. IV, V). Суммы окислов "полных" анализов колеблются от 94 до 97%. Это связано с тем, что почти во всех пробах не определено содержание марганца, концентрация окиси которого в среднем 0,4-0,7%, судя по нашим анализам и анализам аналогичных по остальным параметрам амфиболов из гранитоидов (см., например, /Потапьев, Маликова, 1974; Ферштатер, Бородина, 1975/). Кроме того, в амфиболах содержится от 1,5 до 2,5% воды /Ферштатер, Бородина, 1975/. Содержание Fe_2O_3 вычислялось исходя из предварительно рассчитанной формулы минерала, где все железо было выражено в двухвалентной форме, при помощи уравнения:

$$Fe^{3+} = 8,00 - (Si+Ti) + Na + K - Al \quad (\text{форм. ед.}).$$

Некоторые анализы повторены на других зернах амфибола из этих же проб. Они показывают непостоянство состава амфиболов в разных зернах или, возможно, зональность зерен, хотя в ходе анализа не было заметно неоднородности в пределах отдельно взятых зерен. Наибольшие колебания испытывает содержание TiO_2 , до 1 вес. %, что соответствует изменению содержания TiO_2 в два раза. Меньшие колебания наблюдаются для FeO и MgO , но, так как их изменения обычно направлены в разные стороны, суммарный эффект, выраженный железистостью минерала, довольно значительный - до 7% железистости в наиболее железистых амфиболах ойсаэского комплекса. Меньшие колебания испытывает содержание Na_2O , одно аномальное отклонение содержания Na_2O 0,42 вес. % для пробы 190а из теректинских диоритов, остальные - значительно меньше.

Все проанализированные амфиболы по составу относятся к $Na = Ca$ амфиболам - обыкновенным роговым обманкам. Несколько пониженные содержания Al (от 0,90 до 1,58 форм. ед.) свидетельствуют о примеси Fe^{3+} , которое определено расчетным путем при помощи вышеприведенного уравнения. В амфиболах, где много Si и соответственно мало $Na+K$ недонасыщенность глиноземом объясняется примесью актинолитового компонента. Наиболее глиноземистые амфиболы характерны для теректинских диоритоидов, а наименее глиноземистые - для салдыктасских гранодиоритов, особенно амфибол из пробы 297, содержащий около 30% актинолита.

Железистость роговых обманок хорошо коррелируется с железистостью сосуществующих биотитов (рис. 36), однако реальные составы сосуществующих темноцветных минералов значительно отклоняются от линии КД-1. При этом наблюдается закономерность - $f_{Би} > f_{Рог}$ до 55-60%, в этом интервале происходит переход через линию равных железистостей и затем $f_{Рог} > f_{Би}$, а в интервале 80-85% коэффициенты железистости темноцветных минералов опять равны. Подобное изменение коэффициентов железистости сосуществующих биотита и амфибола описано П.В. Ермоловым и В.Д. Тяном (1976), которые на основании оригинальных и заимствованных из литературы данных выявили три экстремума в интервалах железистости минералов: 28-35%, 42-52, 87-94%. По нашим данным, два из этих экстремумов несколько сдвинуты, а третий - магнезиальный, в целом подтверждается, но в этой области мы располагаем малым числом анализов.

На диаграмме Л.Л. Перчука (1970), изотермы которой нанесены на рис. 36, изменение железистостей сосуществующих биотита и роговой обманки соответствует снижению температуры формирования пород койтасской серии от 720-650°C для теректинских диоритов до 600-650°C в ойсаэ-

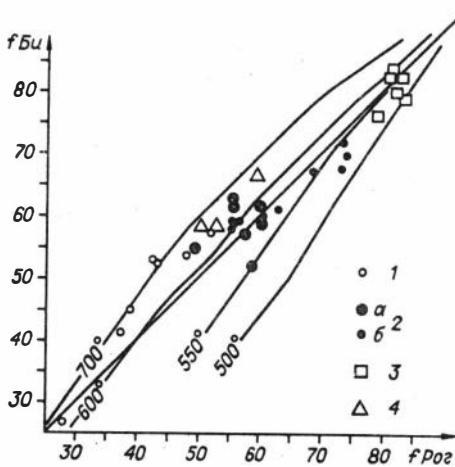


Рис. 36. Диаграмма железистости сосуществующих биотитов и роговых обманок в гранитоидах теректинского (1), койтасского (2а - 1 фаза, 2б - П фаза), ойсазского (3) и салдыктасского (4) комплексов. Прямая линия соответствует равной железистости биотита и амфибола, изотермы заимствованы из работы Л.Л. Перчука (1970).

менее чем на 100°C в соответствии с экспериментальными данными и данными термометрии расплавных микровключений в минералах гранитоидов. В данном случае гомогенизация расплавных включений в кварцах ойсазского комплекса показывает температуру, равную 700°C *.

Отношение содержаний TiO_2 к Al_2O_3 (рис. 37), как и в биотитах, по мнению Г.Б. Ферштатера и Н.С. Бородиной, служит показателем глубинности формирования гранитоидов. Почти все проанализированные амфиболы попадают в поле П мезоабиссальной фации /Ферштатер, Бородина, 1975/. Исключение составляет один анализ из-за повышенного (2,05%) содержания TiO_2 , но точка этого анализа лежит вблизи границы полей, и, кроме того, содержание TiO_2 в другом зерне из той же пробы почти в два раза меньше (1,20%). Таким образом, отношение TiO_2 к Al_2O_3 в амфиболах из всех герцинских гранитоидов Мынчукурско-Арасанского плутона отражает одинаковые условия формирования в мезоабиссальной фации глубинности.

Несмотря на одинаковую глубинность формирования герцинских гранитоидов, они подразделяются на ряд самостоятельных комплексов, отличия которых подчеркиваются особенностями составов амфиболов. Это прежде всего железистость амфиболов, близкая по абсолютной величине к железистости сосуществующих биотитов, что дополняет ранее отмеченное различие. Намечающаяся тенденция к увеличению содержания TiO_2 от ранней фазы койтасского комплекса (в среднем 1,33%) к поздней (1,60%) при дальнейшей эволюции магматизма не выдерживается. В амфиболах ойсазских гранитов содержание TiO_2 гораздо меньше (в среднем 1,14%), что подтверждает самостоятельность ойсазского комплекса.

Более стойкая картина наблюдается для содержания Na_2O , которое постепенно возрастает в койтасской серии от раннего теректинского комплекса к позднему - ойсазскому. Увеличение окиси натрия происходит с ростом железистости амфиболов, и, таким образом, видна хорошая корреляция Na_2O и суммарного FeO (рис. 38). На графике видно, как "перекрываются" поля составов амфиболов из почти всех герцинских комплексов, и

* Изучение и гомогенизацию включений производил О.Н. Косухин.

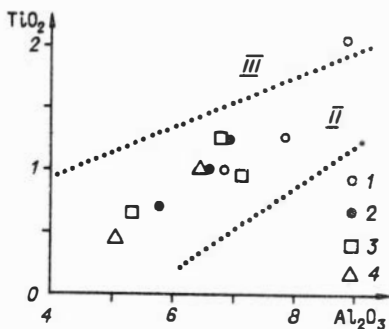


Рис. 37. Зависимость содержания TiO_2 от количества Al_2O_3 в роговых обманках гранитоидов теректинского (1), койтасского (2), ойсаэского (3) и салдыктасского (4) комплексов.

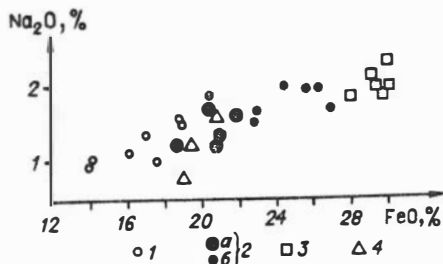


Рис. 38. Зависимость содержания Na_2O от количества суммарного FeO в амфиболах гранитоидов (усл. обозн. см. на рис. 36).

только амфиболы ойсаэского комплекса благодаря своей повышенной железистости образуют обособленную группу точек.

Несколько параллельных определений фтора в биотитах и амфиболах показало, что в биотитах фтора систематически больше, иногда почти в два раза, чем в сосуществующих амфиболах. Для фтористости сосуществующих биотитов и амфиболов наблюдается четкая положительная корреляция (рис. 39), и, несмотря на малое число определений, обособляются участки каждого комплекса койтасской серии, а салдыктасский комплекс, как и в других случаях, занимает промежуточное положение между теректинским и койтасским.

Гранаты

Гранат, как породообразующий минерал, встречается только в двуслюдяных массивных гранитах и в биотитовых гранитогнейсах, которые относятся к тентексайскому комплексу. Мы имеем четыре микрозондовых анализа гранатов из этих пород (табл. 11). Гранаты из двуслюдяных гранитов сходны между собой по всем параметрам. У них приблизительно одинаковая железистость (от 96,5 до 98%), а при расчете на миналы выясняется, что это в основном смесь двух компонентов: алмандина (от 53,4 до 64,2%) и спессартина (от 32,5 до 43,5%). Андрадитовая и пироповая составляющие представлены в виде примеси (1-2%).

От всех этих трех гранатов немного отличается гранат из биотитового гранитогнейса. Его железистость несколько

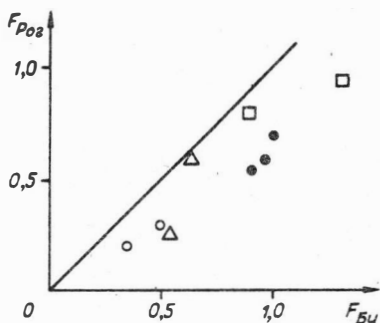


Рис. 39. Содержания фтора в сосуществующих роговых обманках и биотитах (усл. обозн. см. на рис. 36).

Таблица 11

Химический состав гранатов из гранитоидов тентексайского комплекса

Компонент	Двуслюдяной гранит			Би- гранит
	270	272	470	443
SiO ₂	36,5	36,6	36,4	36,2
TiO ₂	0,07	-	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	19,3	20,2	19,7	20,4
(Fe ₂ O ₃) *	1,65	0,65	0,88	0,44
FeO	22,6	27,7	22,5	31,0
MnO	17,1	13,9	18,0	8,58
MgO	0,42	0,32	0,41	1,23
CaO	0,28	0,43	0,45	1,97
Сумма...	97,91	99,80	98,35	99,82
f	96,5	98,0	97,0	93,9
Si	3,050	3,018	3,043	2,976
Ti	0,005	-	0,001	0,001
Al	1,901	1,965	1,943	1,972
Fe ³⁺	0,112	0,037	0,062	0,030
Fe ²⁺	1,581	1,918	1,568	2,119
Mn	1,217	0,972	1,281	0,600
Mg	0,048	0,040	0,051	0,153
Ca	0,030	0,038	0,039	0,167
Сумма...	7,944	7,988	7,988	8,018
Альмандин	55,1	64,2	53,4	69,8
Спессартин	42,2	32,5	43,5	19,7
Пироп	1,7	1,3	1,7	4,9
Андрадит	1,0	2,0	1,4	1,5
Гроссуляр	-	-	-	4,1
n	-	1,809	-	-

* Содержание Fe₂O₃ рассчитано из суммарного FeO в соответствии с кристаллохимической формулой граната.

ко ниже (93,9%), повышается количество альмандиновой и пироповой составляющих (69,8 и 4,9% соответственно), появляется гроссуляр-овая молекула (4,1%), и уменьшается содержание спессартина (19,7%). Гранаты из двуслюдяных гранитов по содержанию спессартина и других компонентов аналогичны, по литературным данным, гранатам из двуслюдяных гранитов, пегматитов и аплитов /Кулик, 1962; Ляхович, 1968; Тарарин, 1971/. По составу гранат из биотитовых гнейсовидных гранитов похож на гранаты из биотитовых гранитов других регионов /Ляхович, 1968/. Близкие по составу гранаты характер-

ны для низкотемпературных гранитоидов Зайсанской складчатой системы калбинского, монастырского, жарминского и керегетас-эспинского комплексов /Ермолов и др., 1977а/. Во всех случаях альмандин-спессартиновые гранаты представляют собой субсолидусные образования, так как их грани не несут следов коррозии.

Появление граната в гранитоидах объясняется некоторой пересышенностью расплава глиноземом (особенно в двуслюдяных гранитах), а также восстановительными условиями в процессе формирования массивов, что подтверждается отсутствием в породах магнетита.

Акцессорные минералы

Для характеристики акцессорных минералов разновозрастных гранитоидов было изучено 16 искусственных шлихов из 12-15-килограммовых проб*. Результаты этого изучения сведены в табл. 12 и представляют собой в основном качественную характеристику акцессорных минералов из пород комплексов, так как две-три пробы из каждого комплекса пород с учетом неоднородности в пределах массивов не могут создать полной картины распределения акцессорных минералов. Тем не менее в каждом гранитоидном комплексе намечаются свои особенности - присутствие (или отсутствие) характерных акцессорных минералов.

Обычны почти для всех гранитоидов циркон, апатит и незначительные содержания (знаки) граната и флюорита. Содержание флюорита увеличивается в койтасских гранитах до 23 г/т, а в лейкократовых гранитах ойсазского комплекса резко возрастает на порядок до 280 г/т в протолочках и иногда встречается в шлифах. Таким образом, по содержанию флюорита граниты койтасского и ойсазского комплексов отличаются от гранитоидов других комплексов и между собой. Появление большого количества флюорита, наряду с аномальными характеристиками биотита и роговой обманки (см. выше) и петрохимическими особенностями пород, свидетельствует о высокой фтористости расплава, образовавшего граниты ойсазского комплекса - заключительного лейкократового комплекса фторсодержащей койтасской серии.

Безмагнетитовые парагенезисы характерны для догерцинских гранитоидов, а в герцинских комплексах магнетит отсутствует в аляскитах краевой фации ойсазского и гранодиоритах салдыктасского комплексов. Присутствие или отсутствие магнетита хорошо видно и в шлифах, и к сказанному можно добавить, что магнетит всегда встречается в койтасских гранитоидах и в ойсазских гранитах фации ядра, но отсутствует в аляскитах краевой фации ойсазского комплекса, которые аномальны и по целому ряду других признаков. В гранитоидах салдыктасского комплекса распределение магнетита неравномерно, его наличие не зависит от состава породы и, вероятно, связано с неоднократными изменениями или вариациями в пределах магматического очага парциального давления кислорода при формировании пород комплекса. Закономерное изменение парциального давления кислорода наблюдается в гранитах ойсазского комплекса - ранние порции магмы (краевая фация)

* Приготовление шлихов, определение минералов и их подсчет проведено в Алтайском отделе ИГН КазССР В.Д. Тяном по нашему материалу и нашей постановке задачи.

Таблица 12

Содержание акцессорных минералов в пробах из интрузивных комплексов

Минерал	1	2	3	4	5	6	7
	470	462	463	464	466	467	450
Магнетит		Зн.	Зн.		Зн.	800	572,0
Ильменит			"	32,0		1984	28,6
Псевдоморфозы по сам. Fe	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.		
Флюорит	"	15,8	"	"			22,9
Сфен					28,4	Зн.	343,8
Ортит					2,9		2,9
Гранат	159,2		Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.
Апатит	0,9	7,9	39,2	40,0	17,0	320	28,6
Циркон	2,6	3,2	98,0	24,0	18,5	320	71,5
Торит							
Дистен	0,03			Зн.			
Куммингтонит							
Муассонит	Зн.			Зн.			
Турмалин		139,0	Зн.		71,0		
Галенит				Зн.	Зн.		Зн.
Пирит	Зн.	3,2	Зн.	"	"	80,0	"
Другие минералы	Сам. Fe (зн.), молибденит (зн.), Py (зн.)		Монацит (210), Эп (161)		Малахит (зн.), Эп (327)	Эп (176)	Моли

Примечание. 1 - тентексайский; 2-4 - басканский; 5 - мынчукур салдыктасский комплексы.

затвердели при восстановительных условиях, образовав безмагнетитовый парагенезис с высокожелезистым биотитом. В гранитах фации ядра снижается железистость биотита (см. рис. 32), появляются магнетит и амфибол с содержанием Fe³⁺ до 1,96 форм. ед. Таким образом, граниты краевой фации и фации ядра в ойсазском комплексе сильно различаются по минералогическим параметрам и не исключено, что они на деле представляют собой самостоятельные фазы внедрения. Однако большинство геологов предпочитают выделять фазы по наличию между различными породами резких секущих контактов, в этом случае таких контактов не найдено даже при неоднократных специальных прослеживаниях и везде отмечался постепенный переход. Поэтому, отдавая дань традиции, мы называем эти граниты породами краевой и ядерной фации.

В гранитоидах с безмагнетитовым парагенезисом встречаются "шарики" самородного железа, а чаще псевдоморфозы марганцевой ульвешпинели,

Мынчукурско-Арасанского плутона, г/т

8	9	10	11	12	13	14	15	16
468	469	П-12	П-10	451	452	449	448	447
2203	126 Зн.	525	425	Зн. 8,8			3,07	578 31,0
8,6	280,0	230,0	118,0	146,0	103,6	Зн.	Зн.	Зн.
1348		6,6	9,5			134	224	
63,4	145,6	91,8	56,6	58,4			Зн.	
Зн.	Зн.					Зн.	"	Зн.
69,1	"	19,7	9,5	5,8		"	"	2,8
144,0	140,0	164,0	56,6	73,0	Зн.	19,2	6,4	11,3
Зн.		Зн.	Зн.	2,9	"			
Зн.	Зн.		(?)Зн.					
					Зн.			
Зн.					"			
"			Зн.	Зн.				Зн.
бденит (зн.)			Эп(зн.) Малахит (зн.)	Цирто- лит (8,8)	Циртолит (14,8), Монацит (7,4), Ксенотим (3,0)	Эп(38)	Само- родное Fe (зн.)	Монацит (5,6), Ксено- тим (8,5), Ру(зн.)
Халько- пирит (зн.)	Анатаз (зн.)							
Сфарелит, мала- хит (зн.)								

ский; 6 - теректинский; 7-8 - койтасский; 9-13 - ойсазский; 14-16 -

шорломита и марганцевого ильменита по самородному железу. Аналогичные образования изучались под микроскопом на более обильном материале из гранитоидов и щелочных габброидов Зайсанской складчатой области /Тян и др., 1976/. Препараты, приготовленные из "шариков", найденных в гранитах Мынчукурско-Арасанского плутона, практически не отличаются от таковых из Зайсанской складчатой области.

В диоритах теректинского комплекса низкое содержание сфена (28,4 г/т) компенсируется повышенным содержанием ильменита. Количество сфена для гранитоидов койтасской серии и салдыктасского комплекса зависит от состава пород - в гранодиоритах и гранитах его много больше, чем в лейкократовых гранитах и аляскитах. В ойсазских гранитах существенную роль играет другой кальциевый акцессорный минерал - ортит, крупные (до 3 мм) зональные кристаллы которого почти всегда встречаются в шлифах. В аляскитах краевой фации ойсазского комплекса вместо апатита в неболь-

ших количествах присутствуют монацит и ксенотим. В пробе из более поздних лейкократовых гранитов салдыктасского комплекса сосуществуют все эти три фосфорсодержащих минерала. Наличие монацита и ксенотима в краевой фации позднего комплекса койтасской серии и в поздней фазе салдыктасского комплекса свидетельствует об одинаковых направлениях при дифференциации в отношении редкоземельных элементов.

В распределении остальных акцессорных минералов не заметно какой-либо закономерности. Возможно, это связано с малой выборкой проб (1-3) из пород каждого комплекса.

Таким образом, каждому комплексу интрузивных пород присущи свои минералогические особенности. Догерцинские гранитоиды тентексайского, басканского и мынчукурского комплексов имеют сходный минеральный состав $Pl+Kv+Kш+Bi+Mu$ и различаются полевошпатовыми составляющими. Тентексайские гранитоиды представлены в основном плагиоклазовыми (олигоклазовыми) гранитами. В басканских милонитизированных гранитах и шортандинских порфириодах больше калишпата, в мынчукурских плагиогранитах наоборот, альбитизированный олигоклаз-андезин преобладает над микроклином.

Белые слюды в басканских и мынчукурских гранитоидах приблизительно одинаковы по составу и соответствуют низкотемпературным фенгитам. В двуслюдяных гранитах с гранатом тентексайского комплекса мусковит принадлежит к более чистой разновидности и, возможно, является первично-магматическим. Составы белых слюд в кварцитах и слюдистых кварцитах косагашской свиты позволили определить их степень метаморфизма, соответствующую высокотемпературной части фации зеленых сланцев. Общее для тентексайских, басканских и мынчукурских гранитоидов - почти полное отсутствие в них магнетита и флюорита.

Герцинские гранитоиды отличаются от догерцинских отсутствием в них мусковита и тем, что почти во всех типах пород встречается роговая обманка. Среди них выделяется три комплекса (кроме габброидного - теректинского), имеющих целый ряд отличий. Для койтасских гранодиоритов-гранитов характерны пятнисто-зональные плагиоклазы, отсутствующие в других гранитоидах. Эволюция состава гранитоидов выражается и в изменении состава плагиоклазов и темноцветных минералов. Наиболее показательно изменение коэффициента железистости биотита и (или) амфибола. Оказалось, что изменение железистости биотита в зависимости от состава пород (в частности, от содержания SiO_2) в разных комплексах происходит по-разному. Другие компоненты биотитов не обнаруживают столь четкой связи с составом пород и практически одинаковы во всех комплексах. Анализ акцессорных минералов показал, что гранитоиды койтасской серии содержат флюорит - показатель фтористости расплава, причем содержание флюорита максимально в позднем ойсазском комплексе. Магнетит - обычный минерал пород койтасской серии, за исключением ойсазских аляскитов краевой фации, которые аномальны и по другим параметрам. Салдыктасские гранитоиды не содержат ощутимых количеств флюорита, и в них встречаются как безмагнетитовые, так и содержащие магнетит парагенезисы.

На основе геолого-петрографических, петрохимических и минералогических особенностей выделенных комплексов можно сделать некоторые предварительные выводы о физико-химических условиях их формирования. Наиболее древние гранитоиды тентексайского комплекса тесно ассоциируют с мигматизированными гнейсами и представляют собой, вероятно, автохтонные или параавтохтонные массивы, сформировавшиеся при палингенезе пла-

гиоклазовых гнейсов на рубеже среднего и позднего рифея. Низкая температура кристаллизации этих гранитов, равная 620°C , по данным гомогенизации расплавных включений в кварце, свидетельствует о большом парциальном давлении воды в расплаве и вероятном первично-магматическом генезисе мусковита.

Плагииграниты мынчукурского комплекса, вероятно, образовались при плавлении плаггиоклазовых гнейсов (коксуйская свита) и переплавлении тентексайских гранитоидов. Образовавшийся расплав был более высокотемпературным и более "сухим", чем расплав тентексайских гранитоидов, так как имел возможность к вертикальному перемещению и сформировал крупный батолитообразный массив среди пород метаморфизованных в фации зеленых сланцев.

Магмы герцинских гранитоидов относительно "сухие" и высокотемпературные, способные к вертикальным перемещениям. Об этом свидетельствует отсутствие в гранитоидах мусковита, состав плаггиоклазов до 50-60% анортитового компонента в ядрах крупных таблиц, температура гомогенизации расплавных включений в кварце наиболее лейкократовых ойсазских гранитов, равная 700°C , и небольшая по мощности зона роговиков. Судя по пятнистой зональности плаггиоклазов, при кристаллизации гранитоидов койтасской серии могло происходить дополнительное разогревание магмы с частичным растворением образовавшихся плаггиоклазов или резкое падение литостатического давления, что менее вероятно, если учесть мезоабиссальный характер массивов. В салдыктасских гранитоидах подобные процессы приводили к образованию повторяющейся зональности без заметных следов резорбции плаггиоклазов.

Эти особенности можно объяснить образованием гранитоидной магмы путем плавления континентальной "зрелой" коры под воздействием габброидов, с которыми герцинские гранитоиды тесно совмещены в пространстве. Это - теректинские габбро, наиболее высокотемпературные предшественники койтасских и ойсазских гранитоидов, а также массовое внедрение диабазовых даек перед формированием салдыктасских гранитоидов и молодых, высокотемпературных габброидов, завершающих интрузивную деятельность в районе. Такая трактовка находится в соответствии с моделью Г.Л. Добрецова и Н.Л. Добрецова (1974), объясняющей возникновение гранитовых расплавов, способных к вертикальным перемещениям под воздействием базитовых расплавов, внедрившихся в зону начавшегося анатексиса. "В этом случае даже небольшое количество базитовой - высокотемпературной и относительно сухой - магмы может подогреть и осушить анатектические расплавы".

Плавление под воздействием габбро при образовании койтасской серии облегчалось наличием фтора, накапливаемом в остаточном расплаве, из которого образовались высокофтористые (с большим содержанием аксессуарного флюорита) и поэтому относительно низкотемпературные (но сухие!) ойсазские граниты. В соответствии с повышением фтористости снижалось парциальное давление кислорода, что устанавливается по отсутствию магнетита (минерала, содержащего трехвалентное железо) и высокой железистости биотита в краевой (закалочной?) фации ойсазских гранитов. В расплаве, сформировавшем салдыктасский комплекс, окислительные условия менялись от места к месту, так как в разных телах гранитоидов в пределах одного массива независимо от состава этих тел может присутствовать или отсутствовать аксессуарный магнетит. Образование расплава салдыктасских гранитоидов происходило без воздействия фтора, по-видимому, при участии других летучих компонентов.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД
ПОЛИХРОННЫХ ПЛУТОНОВ

Для характеристики радиологического возраста интрузивных пород плутона мы отобрали около 30 проб гранитоидов (см. рис. 11). Из большинства проб герцинских гранитоидов был выделен биотит. Все пробы проанализировал калий-аргоновым методом в СНИИГГиМСе В.Н. Меленевский. Калий определяли методом пламенной фотометрии, аргон - объемным методом. При расчете использовали константы распада $\lambda_K = 0,557 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ и $\lambda_B = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$. Суммарная среднеквадратичная ошибка метода не превышает ± 3 отн. %.

Почти все полученные даты для гранитоидов по валовым пробам имеют заниженные значения и колеблются в основном в пределах 200-245 млн. лет (см. Приложение, табл. У1). Этот возрастной интервал плохо соответствует возрасту, определяемому геологическими методами (особенно для мынчукурских гранитоидов). Значения, полученные калий-аргоновым методом для гранитов по слюдам, как оригинальные, так и литературные гораздо лучше сопоставимы между собой и с геологическим положением массивов.

Для наиболее древних докаледонских магматических и метаморфических пород района мы не проводили специального радиологического исследования, так как калий-аргоновый метод показывает явное омоложение для пород сарычабьинской серии /Иванов, Хитрунов, 1968/.

Свинцово-изохронным методом И.А. Ефимов проанализировал цирконы из коксуйской свиты и басканских гранитоидов из соседних районов. Выделяются две группы значений 1000-1100 и 700-800 млн. лет /Найденов и др., 1981/, которые соответствуют двум наиболее ранним этапам метаморфизма и магматизма. Первая группа значений характеризует метаморфизм амфиболитовой фации коксуйской свиты и тентексайские гранитоиды; вторая - зеленосланцевый метаморфизм косагашской свиты и метаморфизованные в этих же условиях басканские гранитоиды, и шортандицские порфиroidы повышенной калиевости. Возраст додевонских катаклазированных плагиогранитов мынчукурского комплекса, определенный по мусковиту калий-аргоновым методом (409 млн. лет), хотя и "омоложен", но все-таки ближе к геологическому положению, чем данные пяти определений по валу (от 170 до 281 млн. лет, см. Приложение, табл. VI). Верхняя возрастная граница плагиогранитов мынчукурского комплекса устанавливается по перекрытию их раннедевонскими отложениями в Тамдинской и других синклиналях (см. гл. I). В соседних районах аналогичные гранитоиды Коксайского массива перекрыты фаунистически охарактеризованными отложениями лландоверийского яруса силура /Шлыгин и др., 1968/. Исходя из этих данных, возраст плагиогранитов должен быть не менее 435-450 млн. лет.

Габбро-диориты теректинского комплекса койтасской серии охарактеризованы тремя анализами калий-аргонового возраста по валу, одним параллельным анализом по биотиту и двумя анализами по биотиту, заимствованными из литературы. Выделяются две группы значений, различающиеся между собой почти на 100 млн. лет (344, 353 и 265-278 млн. лет). По геологическому положению массивов комплекса в нашем районе и соседних районах /Добрецов, Добрецова, 1973; 1972; Геохронология ..., 1974;

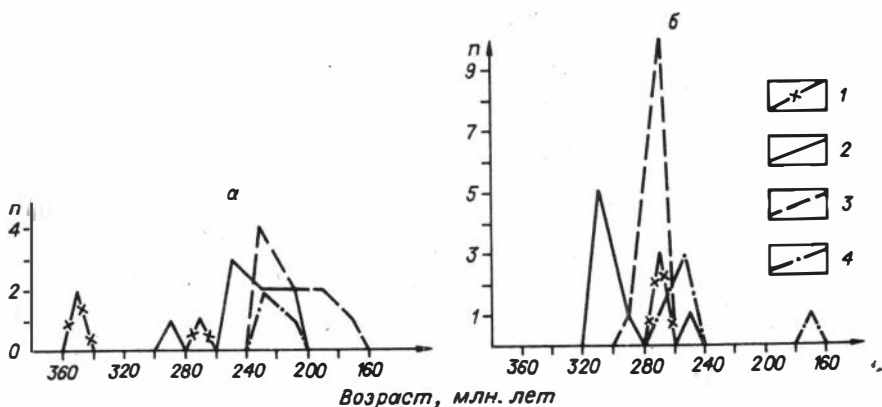


Рис. 40. Гистограмма значений радиологического возраста герцинских интрузивных пород Мынчукурско-Арасанского плутона по валовым пробам (а) и по биотиту (б).

Комплексы: 1 - теректинский, 2 - койтасский, 3 - ойсазский, 4 - салдыктасский.

Конников и др., 1977/, более предпочтительна первая группа дат, соответствующая раннему карбону или границе девона и карбона. О значении второй группы дат, как и "омоложенных" значениях для мынчукурского комплекса, сказано ниже.

Гранитоиды койтасской серии (койтасский и ойсазский комплексы) позднекарбонového и раннепермского возраста имеют сближенные и "омоложенные" значения для определений по валу и не различаются по средним и дисперсиям (согласно статистическим критериям Стьюдента и Фишера) при 95%-ном уровне значимости. Значения радиологического возраста по биотитам сравнительно устойчивы для каждого из комплексов по оригинальным и литературным данным, а их средние значения различаются между собой по критерию Стьюдента.

Основная часть определений калий-аргонового возраста койтасских гранитоидов по биотитам колеблется в интервале 303-319 млн. лет (см. Приложение, табл. VI, рис. 40). Значение для пробы 289 (290 млн. лет) может быть обусловлено методической ошибкой, как и близкая к этой величине дата (283 млн. лет), полученная для валовой пробы (114 а) из меланократового ксенолита. Аномально заниженное значение (242 млн. лет) для биотита из пробы 277 трудно объяснить аналитической ошибкой. Вероятнее всего, это связано с процессами "омоложения". Таким образом, возраст гранитоидов койтасского комплекса, определенный по биотитам, соответствует 310 ± 8 млн. лет, что соответствует границе нижнего и среднего карбона и согласуется с геологическими данными.

Значения возраста ойсазских лейкократовых гранитов по биотитам (11 проб) укладываются в узкий интервал - от 265 до 279 млн. лет. Исключение составляет единственное продублированное определение (285, 298 млн. лет), сделанное во ВСЕГЕИ по материалу Г.Л. Добрезова /Каталог..., 1970/. Отличие этих двух групп значений превышает среднеквадратичную ошибку метода. Таким образом, возраст биотитов из гранитов ойсазского комплекса равен 275 ± 7 , либо 292 ± 7 млн лет. Первое значение, соот-

ветствующее перми, резко оторвано от значений возраста койтасского комплекса и не соответствует геологическим данным. Причины этого объяснены ниже.

По салдыктасскому комплексу имеются только оригинальные данные; шесть определений калий-аргонового возраста в лаборатории СНИИГГиМСа по биотиту, для трех из них параллельные анализы по валу. Определения по валу (210–225 млн. лет) попадают в интервал для валовых определений гранитоидов койтасского и ойсаэского комплекса и совпадают с максимумом значений для ойсаэского комплекса (см. рис. 40). Небольшой разброс наблюдается для пяти определений возраста по биотиту. Интервал колебания значений (от 250 до 273 млн. лет, см. Приложение, табл. VI) практически не выходит за пределы методической ошибки. Одно определение показывает явно заниженный результат (проба 447, 160 млн. лет). Причины "омоложения" пока неясны, так как последние три пробы были отобраны из одного обнажения, гранитоиды этих проб макроскопически и в шлифах выглядят "свежими", неизмененными вторичными процессами. Без учета этого аномального значения возраст салдыктасского комплекса, определенный по биотитам, равен 260 ± 10 млн. лет.

Самый поздний интрузивный процесс в Мынчукурско-Арасанском плутоне и соседних районах – образование небольших массивов габбро с субсфитовой структурой (см. гл. I). Один из таких массивов сформировался среди лейкократовых гранитов ойсаэского комплекса. Во время внедрения в экзоконтактной зоне происходило плавление гранита с образованием кварцполевошпатовых графических сростаний (см. гл. II). Из габбрового массива и из зоны контактового воздействия были отобраны пробы для определения калий-аргонового возраста и изучения изменений гранитов при термальном воздействии внедрившейся высокотемпературной магмы.

В лаборатории СНИИГГиМСа проанализировано три пробы: одна габбро-норита по валу (С-3), две другие по биотиту, выделенному из вмещающего гранита в 5 м от контакта в зоне частичного плавления (10-П) и в 50 м от контакта за пределами видимых структурных изменений (12-П) (табл. 13). Все три даты хорошо согласуются между собой и свидетельствуют о самом молодом в районе проявлении интрузивной деятельности.

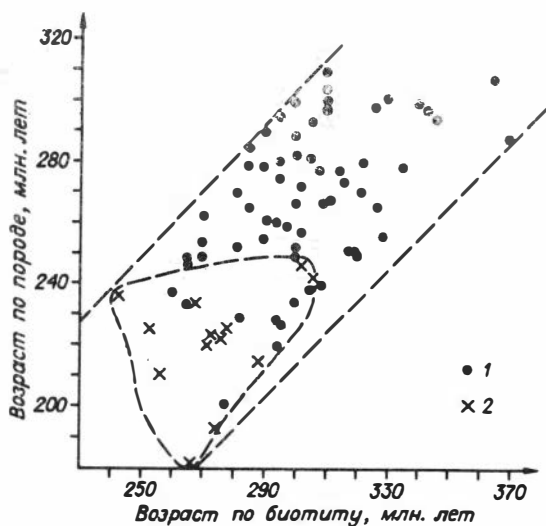
Таблица 13

Возраст пород и минералов габбрового массива и вмещающего гранита, млн. лет

Проба	Материал	K, %	Возраст
С-3	Габбро-норит (по валу)	1,00	236
10-П	Биотит из гранита, в 5 м от контакта	6,70	242
12-П	Биотит из гранита, в 50 м от контакта	6,72	244
Среднее		-	241 \pm 4

Рис. 41. Соотношение параллельных определений возраста герцинских гранитоидов Казахстана калий-аргоновым методом по породе и биотиту.

1 - данные Т.П. Семеновой, В.К. Монича (1964) и Л.В. Комлева (1960); 2 - оригинальные данные.



Анализ валовых проб гранитоидов выявляет систематическое занижение возраста по сравнению с параллельными определениями по биотиту. Такое "омоложение" характерно для многих других гранитоидов, в частности для Казахстана известны работы Т.П. Семеновой и В.К. Монича (1964), Л.В. Комлева (1960) и др., в которых проделаны аналогичные параллельные определения.

Вынесенные на график отношений возраста по породе к возрасту по биотиту (рис. 41) точки этих определений располагаются в широкой полосе с интервалом 80–90 млн. лет. Верхней границей этого интервала является линия приблизительно равных возрастов. В целом для герцинских гранитоидов Казахстана выявлен высокий положительный коэффициент корреляции радиологических возрастов по породе и биотиту. Для герцинских гранитоидов Мынчукурско-Арасанского плутона такой четкой зависимости уже не видно, хотя все точки ложатся в тот же широкий интервал.

Для габбро-диоритов биотитовые даты показывают "омоложенный" возраст, а валовые определения в двух случаях совпадают с геологическими данными, а в одном с "омоложенным" возрастом параллельного определения биотита (см. Приложение, табл. VI, проба 616). Породы этих трех проб сложены плагиоклазом, амфиболом, биотитом и кварцем. В пробе 61а преобладают плагиоклаз и амфибол, а в двух других плагиоклаз и биотит, причем для "омоложенного" кварцевого диорита (проба 616) характерно развитие пойкилитоподобных выделений биотита и реже амфибола, что может свидетельствовать о процессах преобразования породы. Калий-аргоновый возраст в этом случае и, вероятно, в двух других (по литературным данным) фиксирует время преобразования.

Валовая проба меланократового ксенолита, состоящего из плагиоклаза, амфибола и небольших количеств кварца и калишпата, показывает более древний возраст, чем вмещающие граниты по валу (например, пробы 114а, 114, см. Приложение, табл. VI). Это значение возраста лучше соответствует биотитовым датам для гранитоидов.

В связи с такими несоответствиями возраста следует подробнее остановиться на характеристике минералов – главных концентраторов калия и одновременно главных генераторов радиогенного аргона. Известно, что разные минералы обладают разной способностью "удерживать" радиогенный аргон. Наиболее легко аргон удаляется из калиевого полевого шпата (если не считать более "рыхлый" глауконит). Именно калишпат является главным концентратором калия в гранитоидах. Исходя из этого можно предположить,

что "омоложение" валовых проб гранитов происходит из-за потери аргона калишпатами при низкотемпературных изменениях. Лучше аргон сохраняется в слюдах, благодаря чему по биотитам получены более древние и лучше сопоставимые с геологическим положением гранитоидных тел радиологические даты как по литературным данным, так и по нашим пробам.

Таким образом, разная способность "удерживать" радиогенный аргон биотитом и калишпатами подтверждается эмпирически. Это свойство минералов было установлено уже давно, и, ссылаясь на литературные данные /Evernden, 1960; Hart, 1964; Герлинг и др., 1966; Hanson, Gast, 1967; Морозова и др., 1973/, можно построить ряд минералов, последовательно увеличивающих способность сохранения аргона: Кш - Би - Му - Амф - П.

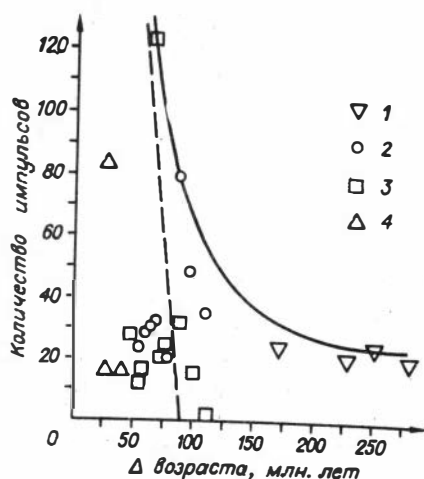
Другими словами, непригодность проб гранита для определения возраста калий-аргоновым методом связана с плохой сохранностью аргона в калиевом полевоом шпате. Для калишпата, по Э.К. Герлингу и И.М. Морозовой (1958), иногда отмечается пять различных ступеней выделения аргона. Первые три ступени ниже, чем у биотита, и при этом минерал теряет около 20% аргона от его общего количества в образце. Оставшийся аргон удерживается в решетке калишпата сильнее, чем в решетке слюд. Низкотемпературное выделение аргона из калишпатов многие исследователи /Герлинг, Морозова, 1958; Рубинштейн, 1960; Поляков и др., 1972; и др./ связывают с полиморфным переходом, а также с нарушениями решетки минерала при распаде твердого раствора (образование пертитов) и вторичных изменениях. Эти процессы можно объединить в одну группу низкотемпературных изменений, которые протекают наиболее эффективно в присутствии воды или другого флюида. В "сухих" условиях скорость объемной диффузии аргона определяется коэффициентом диффузии, который крайне низок. Расчеты показывают, что 99% радиогенного аргона сохранятся в течении 100 млн. лет при прогреве до 208-263°C в биотите, до 440°C в мусковите, до 470-670°C в амфиболе и до 670°C в пироксене /Герлинг, Морозова, 1970/. Эти значения, хотя возможно и не характеризуют диффузию в "чистом виде", подтверждаются на геологических объектах, подвергнутых термальному воздействию от прорывающих интрузивных тел /Hart, 1964; Hanson, Gast, 1967; Морозова и др., 1973/.

Другим, в ряде случаев эффективным механизмом удаления аргона, по мнению В.В. Хлестова и Н.Л. Добрецова (устное сообщение), может быть диффузия аргона в микроскопические включения и дефекты кристаллической решетки и их вскрытие при деформациях (катаклазе) и нагревании. Возможность концентрации аргона во включениях и других дефектах решетки зависит от скорости его диффузии, а также от объемной концентрации этих включений в минералах. Средне- и крупнозернистые магматические породы в зависимости от состава, условий формирования и интенсивности постмагматической переработки могут быть как стерильными от включений, так и содержать разное количество включений и дефектов. Дальнейшее "вскрытие" этих включений при катаклазе или прогреве приведет к потере накопившегося в них аргона.

Для проверки такого предположения все пробы гранитоидов, для которых имеются определения калий-аргоновых дат, исследовали декрептометрическим методом. Результаты исследования нанесены на рис. 42, который представляет собой график отношений количества импульсов (взрывов) к разнице между возрастом, определенным по геологическим и радиологическим данным для каждого интрузивного комплекса калий-аргоновыми датами по валу для каждой пробы (Δ возраста).

Рис. 42. Соотношение количества импульсов (взрыва), полученных декрептометрическим методом к разнице между калий-аргоновым возрастом по валу и идее тизированным возрастом пород разных комплексов (Δ возрастa):

1 - мынчукурский; 2 - койтасский, 3 - ойсазский, 4 - салдыктасский.



На этом графике намечается зависимость степени "омоложения" пород от числа взорвавшихся включений для катаклазированных плагиогранитов мынчукурского комплекса с постоянно низким количеством (20–30) импульсов и для некоторых ойсазских и койтасских гранитоидов, расположенных вблизи тектонических нарушений. Общая тенденция показана на графике сплошной линией, а сильно "омоложенные", расположенные вблизи разломов, граниты ойсазского и койтасского комплексов отделены от остальных пунктирной линией.

В целом на графике выделяются три поля группировки точек. В первое поле попадает катаклазированные плагиограниты мынчукурского комплекса с Δ возраста ~ 150 млн. лет и небольшим количеством импульсов. Во втором поле группируются гранитоиды койтасского и ойсазского возраста с наибольшим для герцинских пород омоложением (Δ возраста около 100 млн. лет) и большим разбросом колебаний количества импульсов (от 0 до 100). Все пробы, попавшие во второе поле, взяты вблизи разломов. В третьем поле концентрируются точки для проб с Δ возраста около 50 млн. лет (от 25 до 75) и количеством импульсов от 10 до 35, кроме точки для салдыктасского гранита с большим (около 80) количеством импульсов. В эту группу точек попадают пробы, отобранные как на удалении от тектонических нарушений, так и вблизи них. Например, пробы 185а, 185д и 185е взяты из одного обнажения возле разлома и только первая проба дает максимальное омоложение и не имеет взрывающихся включений (количество импульсов равно нулю), т.е. попадает во второе поле точек, остальные располагаются в третьем поле.

Таким образом, для "аномальных" значений (первая и вторая группы точек) намечается обратная зависимость степени омоложения от количества импульсов (взрывов включений). Она связана с тем, что катаклиз или другие изменения гранитов приводят к потере минералами включений, вместе с которыми теряется и радиогенный аргон, накопившийся в них в результате диффузии. Дополнительные трудности заключаются в том, что не все импульсы являются результатом взрыва включений и не все включения взрываются, а также существует фон импульсов от растрескивания включений в минералах, не содержащих калия. Эти трудности в какой-то мере могут объяснить нечеткую корреляцию количества импульсов от Δ возраста.

Подводя итог описанию радиологических данных без учета определений по валовым пробам гранитоидов по койтасской габбро-гранитовой серии можно сделать формальный вывод, что породы серии сформировались в интерва-

ле 75 млн. лет (от 350 до 275). Этот вывод противоречит "кратковременности" габбро-гранитовых серий. Так, ближайший аналог койтасской серии - центральноджунгарская габбро-гранитовая серия, породы которой обнажаются на юге Джунгарского Алатау, в хр. Алтын-Эмель (см. гл. I), сформировалась в течение очень узкого интервала времени. Породы этой серии прорывают раннекарбонные отложения и отложения башкирского (?) яруса, а галька гранитоидов, сходных с центральноджунгарскими, найдена в отложениях московского яруса /Геохронология..., 1974/. К сожалению, для ранних членов центральноджунгарской серии нет геохронологических данных, а калий-аргоновый возраст пород алтынэмельского комплекса (завершающего формирование серии) растягивается в большом интервале от 169 до 377 млн. лет со средним значением и наиболее вероятной величиной 340 млн. лет.

Для объяснения такого противоречия нужно учесть постоянную возможность омоложения под воздействием более молодых гранитоидов. В нашем районе это экспериментально подтверждается для случая внедрения молодых габброидов в ойсазские граниты (см. выше). Самыми молодыми комплексами, которые могли вызвать омоложение дат любых гранитоидов (не только вблизи контактов, но и на удалении от них, учитывая возможное пологое залегание интрузивных тел), являются салдыктасский комплекс и молодые габброиды. Им соответствуют позднепермские даты - 260 ± 10 и 241 ± 4 млн. лет. Более молодые значения (меньше 220 млн. лет) связаны, как уже отмечалось, с "омоложением" вдоль разломов, которое можно объяснить деформацией и вскрытием микровключений, и удалением аргона из них.

Следовательно, все даты, равные 260 ± 10 млн. лет или меньше, можно считать омоложенными (под воздействием более поздних гранитоидов и габброидов и тектонических процессов вдоль разломов) и исключить из возрастных дат комплексов древнее салдыктасского. Именно этот интервал дают калий-аргоновые определения для части валовых проб из гранитоидов мынчукурского комплекса, все валовые пробы гранитоидов койтасского и ойсазского комплексов, кроме меланократового ксенолита (пробы 114а), часть биотитовых дат из теректинского и ойсазского комплексов и одно значение по биотиту койтасского комплекса (см. Приложение, табл. VI). Остаются значения 409 млн. лет (мусковит, мынчукурский комплекс), 344-353 млн. лет (вал, теректинский комплекс), 303-319 млн. лет (биотит, койтасский комплекс), 271-291 млн. лет (биотит, ойсазский комплекс). Остальные даты имеют промежуточное значение и представляют собой, вероятно, продукт частичного "омоложения". Также в приведенных выше интервалах следует отдавать предпочтение наиболее древним значениям. В таком случае формирование койтасской серии фиксируется рубежами 350, 320 и 290 млн. лет для каждого комплекса, т.е. через 30 млн. лет.

Различия возраста между теректинским и койтасским комплексами можно объяснить перерывом магматической деятельности, так как между ними наблюдаются промежуточные дайки основного состава (см. гл. I). В соседних районах в аналогичной габбро-гранитовой серии для гранитоидов возраст принимается равным 340 млн. лет /Геохронология..., 1974/.

Разрыв возраста между койтасским и ойсазским комплексами также значителен (около 30 млн. лет), даже если принять вариант возраста ойсазского комплекса - 290 млн. лет. В то же время имеющаяся информация указывает на большое сходство структурно-тектонических условий формирования, текстурно-структурных и петрохимических особенностей, а так-

же родственность по набору аксессуарных минералов для пород этих комплексов. В данном промежутке не зафиксировано никаких магматических событий, так как дайки основного состава, прорывающие койтасские гранитоиды, прорывают и ойсаэские граниты. В это же время или чуть раньше (средний карбон) начался заключительный этап геосинклинального развития Джунгаро-Балхашской складчатой системы в Джунгарском Алатау /Бахтеев, Филатова, 1969; Филатова, 1972/. К инверсии геосинклинального режима в геосинклинальных поднятиях обычно приурочены габбро-гранитовые серии /Кузнецов, 1964; Кузнецов, Яшин, 1967/, типичным представителем которых является койтасская серия.

В других районах широко распространены габбро-гранитовые серии, сформировавшиеся в узкий интервал времени. По данным Э.П.Изоха (1972, 1978), сходные по вещественному составу, строению и металлоносности габбро-гранитовые серии занимают различную тектоническую позицию в пределах складчатых областей. Они могут быть раннегеосинклинальными, синорогенными и посторогенными. Характерным примером, близкой по составу (с более натровыми конечными членами) и возрасту к койтасской серии может служить саурская габбро-диорит-тоналитовая серия Зайсанской складчатой системы. (Краткое геологическое описание этой серии приведено в гл.У1.)

Породы саурской серии подробно изучены радиологически К - Ar методом. Всего, по данным П.В.Ермолова, проделано более 50 определений возраста по биотитам из 30 проб. Больше половины этих определений приходится на одну пробу из тоналитов бугазского комплекса, которая служит эталоном в лаборатории ВКГУ. Ошибка метода, рассчитанная по этим параллельным анализам, так же как и в лаборатории СНИИГиМСа, не превышает ± 3 отн. %.

Для биотитов из тоналитов саурского комплекса имеется 17 определений возраста по 6 пробам. Четыре значения попадают в интервал 325-335 млн. лет и две пробы показывают более древний возраст - 353 - 368 млн. лет, причем наибольшее значение (одно определение) можно объяснить "удревнением" во время хлоритизации биотита, так как содержание калия в пробе составляет 4,25%. Повышенное значение возраста (353 млн. лет) с нормальными содержаниями калия, возможно, фиксирует нижний предел саурского комплекса, а остальные даты, вероятно, частично омоложены, так как интервал между ними больше методической ошибки.

Более полное радиологическое исследование проведено для пород бугазского комплекса. По данным П.В.Ермолова и др. (1977) мы построили гистограмму (рис. 43), на которой четко выделяются два максимума, соответствующие значениям 335 и 305-315 млн. лет. Нужно отметить, что для биотитов с возрастом больше 350 млн. лет обнаруживаются низкие содержания калия, и эти значения отбраковываются как "удревненные" при хлоритизации биотита или при "недоопределении" калия (аналитическая ошибка). Максимум, соответствующий 335 млн. лет, с наибольшей вероятностью показывает геологический возраст пород комплекса, а второй максимум и все остальные значения находятся за пределами методической ошибки и, вероятно, отражают частичное омоложение.

Формально разброс значений в интервале 100 млн. лет (от 270 до 370) можно интерпретировать как длительное существование одного магматического очага, что резко противоречит геологическим данным (см. гл. V.I). Формирование массивов саурской габбро-тоналитовой серии вместе с выведением их на дневную поверхность и частичным размывом происходило в не-большом промежутке времени - от раннего визе до низов среднего карбо-

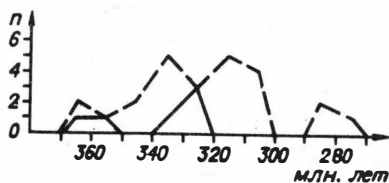


Рис. 43. Гистограмма распределений калий-аргонового возраста для биотитов из пород саурского комплекса (сплошная линия) и бугазского комплекса (пунктир) саурской серии (по данным П.В.Ермолова и др., 1977).

на, т.е. приблизительно в конце намюра, этот интервал не должен превышать 10 млн. лет.

В целом из анализа гистограммы можно сделать вывод, что наиболее достоверный возраст саурского комплекса оценивается по двум анализам одной пробы 350–356 млн. лет, возраст бугазского комплекса соответствует первому максимуму с интервалом 330–340 млн. лет. Возраст этих комплексов хорошо совпадает с наиболее достоверными значениями возрастов 353 и 335 млн. лет, соответствующих "гранодиоритовому" и "гранитному" этапам карбонового магматизма саурского комплекса хребтов Саур и Сайкан /Шургин и др., 1970/.

Каркаралинский полихронный плутон, краткое описание которого приведено в гл. VI, по мнению В.В.Потапьева и И.Н.Маликовой (1974), формировался длительное время. Это доказывается меньшим возрастом (по калий-аргоновым данным) гранитоидов по сравнению с вмещающими их роговиками. Разрыв во времени формирования колеблется от 30 до 50 млн. лет. Такое несоответствие калий-аргоновых дат можно объяснить, как и в случае Мынчукурско-Арасанского плутона, разной степенью сохранности радиогенного аргона как в калишпате по сравнению с биотитом, так, вероятно, и в породах с различными структурными особенностями (мелкозернистые роговики и крупнокристаллические гранитоиды).

Анализ приведенных примеров имеет общее методическое значение. В литературе широко распространена точка зрения о большой длительности (50–60 до 100 млн. лет) процесса формирования гранитоидных плутонов /Летников, 1972; Лозовая, Попов, 1966; Ненашев, 1966, 1974; Ненашев, Зайцев, 1980; Потапьев, 1971; Фирсов, 1960; и др./ . Это доказывается формальным использованием радиологических дат без учета геологических данных. Подобные ошибки характерны для работ на объектах недостаточно изученных или не изученных вообще с целью расчленения плутонов на комплексы (см., например, /Ненашев, 1966, 1974; Ненашев, Зайцев, 1980/). В этих работах также принимается, что все процессы "омоложения" – результат постмагматической переработки. При определенных условиях, как показано выше, калиевые полевые шпаты (главные концентраторы калия в гранитах) могут терять аргон не полностью. Поэтому при изменении древних гранитоидов более молодыми (не связанными с формированием самих гранитоидов) процессами можно получить значения, близкие к действительному возрасту пород, равные времени "омоложения" и все промежуточные датировки. Было бы некорректно увязывать такое омоложение и формирование самих гранитов в один непрерывный процесс.

Другим типичным полихронным плутоном, по нашему мнению, является Зерендинский массив Северного Казахстана. Большинство исследователей выделяют в нем три самостоятельных гранитоидных комплекса /Розен и др., 1966; Летников и др., 1968; Розен, 1968; Шульга, 1968; Хорошилов и др., 1970; Абдулкабирова, 1976/, отличающиеся по структурно-тектоническому положению массивов, по петрохимическим признакам и ме-

таллогении. Ф.А. Летников в более поздних работах (1972, 1975) объединяет формирование пород всех трех комплексов в один непрерывный процесс, генетически связанный с формированием вмещающих гнейсов. Следует сразу отметить, что гнейсы вмещающей зерендинской серии, по данным О.М. Розена и др. (1966) и О.М. Розена (1968), имеют возраст 1,0 или 1,3–1,4 млрд. лет, что, по крайней мере, на 0,5 млрд. лет древнее наиболее раннего гранитоидного комплекса. Длительность единого (по Ф.А. Летникову) процесса формирования Зерендинского массива растягивается на 85 млн. лет. По нашему мнению, это был прерывистый процесс многократного возобновления очагов с унаследованным гранитоидным магматизмом, характерным для антиклинальных структур.

Ранее мы /Добрецов Н.Л., Попов, 1974/ приводили еще несколько примеров массивов, для которых по радиологическим данным устанавливается длительный (до 100 млн. лет) интервал формирования. В некоторых случаях такая длительность объясняется результатом неравномерного омоложения гранитоидов или их минералов, а в других случаях удается обнаружить признаки полихронности.

Глава VI

ДРУГИЕ ПРИМЕРЫ И ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ПОЛИХРОННЫХ ПЛУТОНОВ

Проблема длительности формирования интрузивных тел представляет большой научный и практический интерес, поскольку с нею связано решение многих вопросов магматической геологии и петрологии, что было подчеркнуто ранее /Добрецов Н.Л., Попов, 1974/. Анализ материалов показывает, что в хорошо геологически и радиологически документированных случаях возрастной интервал формирования интрузивных комплексов и даже целых гетерогенных габбро–гранитовых серий достаточно узок и не превышает 5–10 млн. лет. С этим выводом согласуются и расчеты длительности интрузивного процесса, базирующиеся на различных исходных данных, что повышает достоверность заключений /Марин, 1976; Шаратов, Голубев, 1976; Веригин и др., 1974/.

Есть основания полагать, что полихронность (или полигенность)*, т.е. пространственная совмещенность разновозрастных интрузивных образований (комплексов) наряду с гомодромностью относится к числу наиболее универсальных общих характеристик гранитоидного магматизма. Изучение данной особенности магматического процесса представляет собой важную теоретическую и практическую задачу. Теоретический аспект проблемы формирования полихронных массивов вытекает из необходимости выяснения общих закономерностей, термодинамических и структурных условий проявления интрузивного магматизма. Полихронность как закономерное свойство гранитоид-

* Предпочтение отдается первому термину, подчеркивающему длительность формирования массивов и одновременность совмещенных в пространстве комплексов, естественно предполагающую происхождение их из разных магматических очагов, т.е. полигенность.

ного плутонизма отражает его определенную генетическую особенность, в связи с чем ее изучение, правильное истолкование помогут раскрыть сущность интрузивного процесса и сделать шаг к созданию петрогенетической модели.

Практическая значимость рассматриваемой проблемы заключается в том, что полихронность магматизма определяет во многом причину появления комплексных, телескопированных (полиформационных) рудных месторождений, которые, как правило, оказываются уникальными промышленными объектами. Таким образом, возникновение полихронных эндогенных образований (плутонов и рудных месторождений) взаимосвязано, и изучение первых из них должно способствовать прогнозированию, выявлению, а также оценке месторождений сложного генезиса. Иными словами полихронность интрузивных массивов – один из важных критериев при прогнозно-металлогенетическом исследовании и оценке перспектив уже выявленных месторождений сложного, нестандартного состава.

Установление полихронности (полиформационности) многих крупных гранитоидных плутонов – несомненное достижение магматической геологии последних лет. Однако эта особенность интрузивного магматизма еще недостаточно прочно вошла в сознание исследователей и признается далеко не всеми. Более того, некоторые ученые продолжают развивать альтернативную модель о длительном формировании отдельных плутонов, которые мы относим к категории полихронных. Представление о полихронном характере развития плутонизма мало используют в геологосъемочных и тематических исследованиях, что создает субъективные трудности при расчленении и корреляции сложно-построенных магматических образований. Этим обстоятельством определяется актуальность проблемы формирования полихронных интрузивных массивов, совершенствования методики их расчленения и картирования.

В последнее время накапливается фактический материал, указывающий на то, что значительная часть интрузивных массивов, даже небольших по площади, имеет сложное строение и образована породами нескольких разновозрастных интрузивных комплексов, т.е. относится к категории полихронных образований, возникших в результате пространственного совмещения одновременных и разнотипных в формационном отношении интрузивов. Наглядным примером сказанного могут служить еще недавно считавшиеся монофацциальными массивы Коктенколь и Акчатау в Центральном Казахстане, для которых сейчас установлен полихронный характер формирования /Бескин и др., 1979/. В крупной монографии Э.П.Изоха с соавторами /Формационный ..., 1975/ почти все массивы сложены породами двух-трех комплексов, т.е. полихронные.

Характерным представителем интрузивных комплексов, сформировавшихся в короткий интервал времени, являются габбро-гранитовые серии Зайсанской складчатой системы Восточного Казахстана. Магматизм этого района детально изучен П.В.Ермоловым /Ермолов, 1972; 1972а; Ермолов и др., 1975, 1977/. При посещении с П.В.Ермоловым некоторых объектов, а также при нашем изучении подтвердилось, что составленные им ранее геологические карты имеют высокую точность, все основные взаимоотношения пород разных комплексов и фаз комплексов не вызывают сомнений, поэтому описание саурской серии приведено в основном по данным П.В.Ермолова с некоторыми добавлениями при интерпретации фактов.

Наибольший интерес из всех массивов саурской серии представляют самый крупный – Чанг-Бугазский и более мелкий – Подгорненский (рис.44).

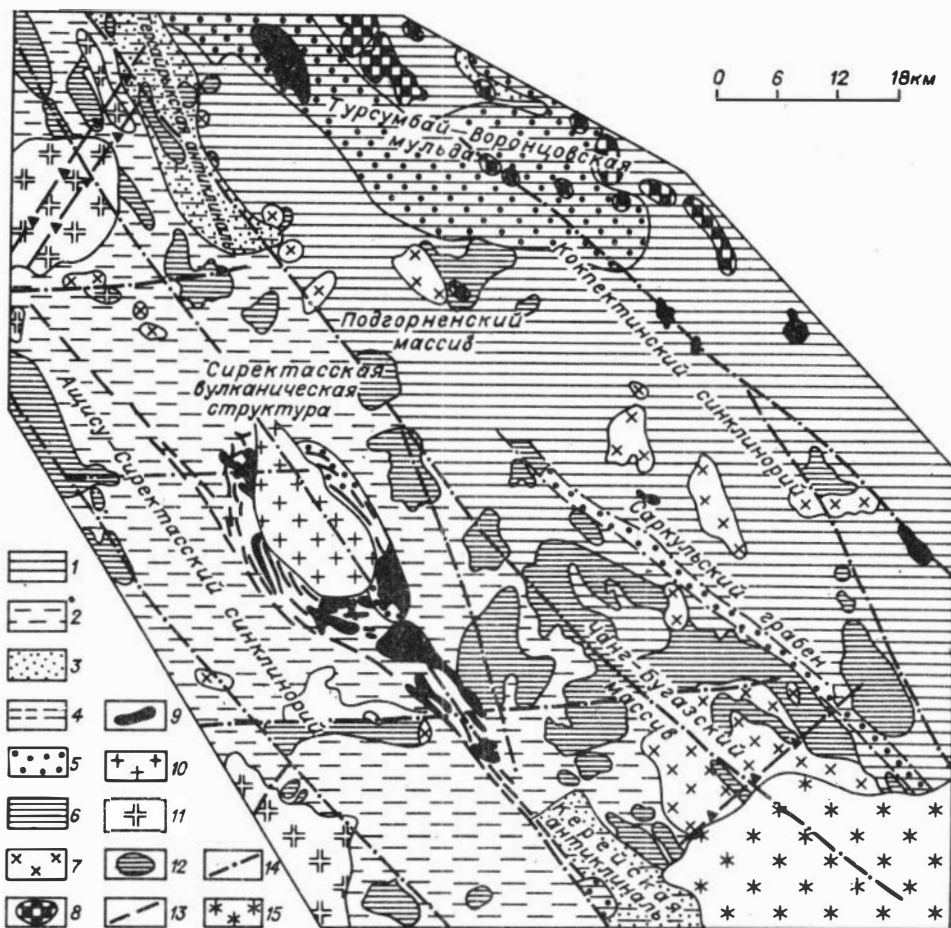


Рис. 44. Основные тектонические структуры юго-восточной части Жарминского мегасинклинория Зайсанской складчатой системы (составил П.В. Ермолов):

1 - Кояндинско-Аркарлинская и 2 - Жарминская структурно-формационные зоны; 3-5 - структурные яруса; 3 - раннегеосинклинальный $D_{2gv} - D_{3fr}$, 4 - инверсионные знаки яруса и структурно-формационных зон совмещены, возраст $-C_{1v1-n}$, 5 - орогенный - C_{2-3} . Интрузивные серии и комплексы: 6-7-саурская габбро-диорит-тоналитовая серия эпохи главной складчатости (6 - габбро-диоритовый саурской C_{1n} и 7 - тоналитовый бугазской $C_{1n} - C_2(?)$ комплексы), 8-10 - салдырминская габбро-гранодиоритовая вулканоплутоническая серия раннеорогенной стадии (8 - аргимбайский габброидный комплекс C_{2-3} , 9 - субвулканическая и 10 - плутоническая фация салдырминского гранитоидного комплекса E_3), 11, 12 - жарминская гранитовая ассоциация позднеорогенной стадии: 11 - жарминский и кандыгатайский гранитовые комплексы, 12 - керегетас-эспинский комплекс щелочных гранитов; 13 - крупнейшие дайковые пояса; 14 - главные разломы; 15 - рыхлые отложения Зайсанской впадины.

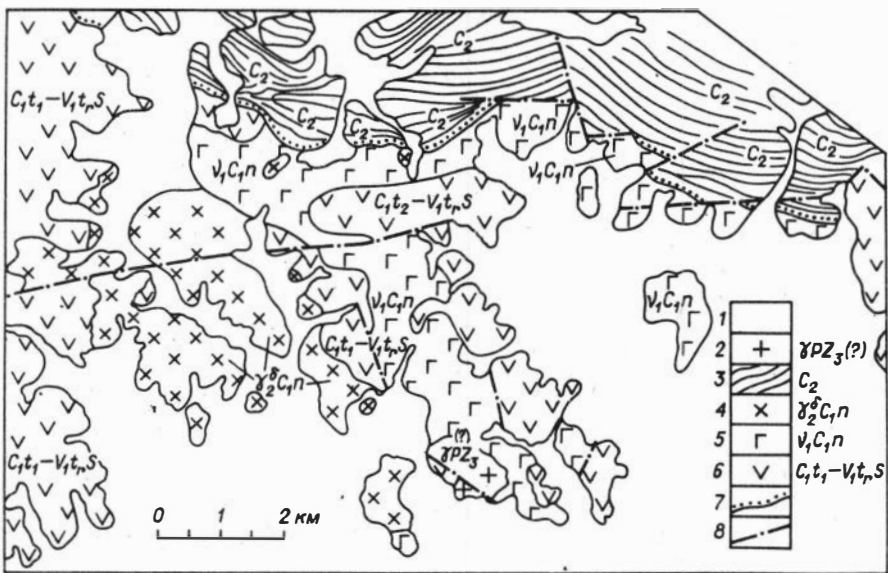


Рис. 45. Геологическое строение Подгорненского массива и прилегающей части Турсумбайско-Воронцовской мульды (составил П.В. Ермолов):

1 - четвертичные отложения; 2 - граносиениты позднепалеозойского (?) возраста; 3 - терригенные отложения среднего карбона; 4 - тоналиты и граниты бугазского комплекса; 5 - габбро-диориты саурского комплекса; 6 - вулканогенные отложения терсайрыкской свиты; 7 - границы угловых несогласий; 8 - тектонические нарушения.

Чанг-Бугазский плутон обнажен на площади около 800 км², слегка вытянут в северо-западном направлении. Юго-восточная часть плутона скрытая под рыхлыми отложениями Зайсанской впадины, по геофизическим данным имеет приблизительно такие же размеры, как и обнаженная. На северо-востоке плутона прослеживается Саркульский грабен северо-западного простирания. Чанг-Бугазский плутон, по П.В. Ермолову, представлен четырьмя группами пород, две из которых (1) гнейсовидные и массивные габброиды и (2) гнейсовидные и массивные тоналиты и трондземиты принадлежат к I и II фазам саурского комплекса и их пересекают (3) тоналиты I фазы и (4) граниты II фазы бугазского комплекса. Все эти породы прорывают вулканогенно-осадочные отложения раннего визе (коконьская и терсайрыкская свиты) и имеют сложные взаимоотношения со среднекаменноугольными отложениями Саркульского грабена.

В наиболее обнаженном участке, в районе родника Саркул, прослеживается контакт осадочных пород грабена с гнейсовидными диоритами саурского комплекса, причем осадочные породы (туфы, сменяющиеся выше по разрезу конгломератами) падают под углом около 50° под диориты. Создается впечатление, что диориты "налегают" на конгломераты, содержащие только гальку и валуны этих же диоритов, реже осадочных пород и с диоритовым дресвяником в промежутках галек и валунов. В шлифах видно, что ни цемент конгломератов, ни галька не ороговикованы. Вероятно, здесь наблюдается опрокинутое залегание, так как предположение П.В. Ермолова о тек-

тоническом контакте не подтверждается в практически непрерывном обнажении. Скорее всего, по нашему мнению, такие взаимоотношения являются результатом палеоползня крупной глыбы диорита, а на современном уровне эрозионного среза это выглядит как "налегание" диоритов на осадочные породы. В любом случае несомненно, что породы грабена моложе вмещающих интрузивных пород, так как прослой конгломератов среди туфогенных отложений содержат валуны почти всех разновидностей интрузивных пород саурской серии. Возраст этих отложений по флоре определен как средний карбон.

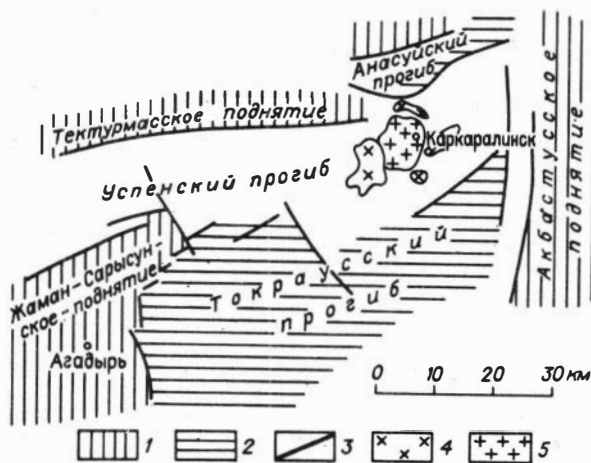


Рис. 46. Тектоническое строение восточной части Успенской зоны /Геология..., 1967/:
1 - антиклинории; 2 - синклинории; 3 - крупные разломы; 4 - диориты и гранодиориты; 5 - биотитовые и лейкократовые граниты.

Вблизи пос. Подгорное П.В. Ермолов установил и закартировал перекрытие пород саурской серии среднекарбонными отложениями Турсумбайско-Воронцовской мульды (рис. 45). Среднекарбонный возраст этих отложений определен по пресноводным пелициподам и богатому спорово-пыльцевому комплексу. Нижняя возрастная граница установлена по прорыванию кремнисто-вулканогенных пород терсайрыкской свиты турне-визейского возраста. Подгорненский массив сложен в основном двумя группами пород: габбро и габбро-диоритами I фазы саурского комплекса и тоналитами I фазы и редко гранитами II фазы бугазского комплекса. Эти породы (чаще всего тоналиты) рассечены дайками (северо-восточного простирания) микрогранитов, микродиоритов и более меланократовых пород. Дайки не прослеживаются в среднекарбонных отложениях, а в некоторых местах удается увидеть их непосредственное перекрытие.

Другими примерами полихронных плутонов в Центральном Казахстане, в той или иной мере изучавшихся нами, являются Каркаралинский и Койтас-Сарытауский.

Каркаралинский гранитоидный плутон хорошо изучен и описан в двух монографиях /Аникеева, 1964; Потапьев, Маликова, 1974/. Он расположен в зоне сочленения Успенского и Токраусского прогибов (рис. 46) Джунгаро-Балхашской миогеосинклинали /Геология ..., 1967/. Вмещающие плутон породы представлены осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями девона и залегающими на них со стратиграфическим несогласием липарито-дацитовыми туфами и эффузивами раннего карбона (рис. 47). В плутоне пространственно совмещены три главные группы пород: гранодиориты и кварцевые диориты, биотитовые граниты и субшелочные гранитоиды и аляскитовые граниты, сменяющие друг друга в гомодромной последовательности. Предыдущие исследователи /Аникеева, 1964; Потапьев, Маликова, 1974; и др./ пришли к выводу, что три группы пород образовались из самостоятельных гранитоидных магм, для которых при тесном пространственном совмещении

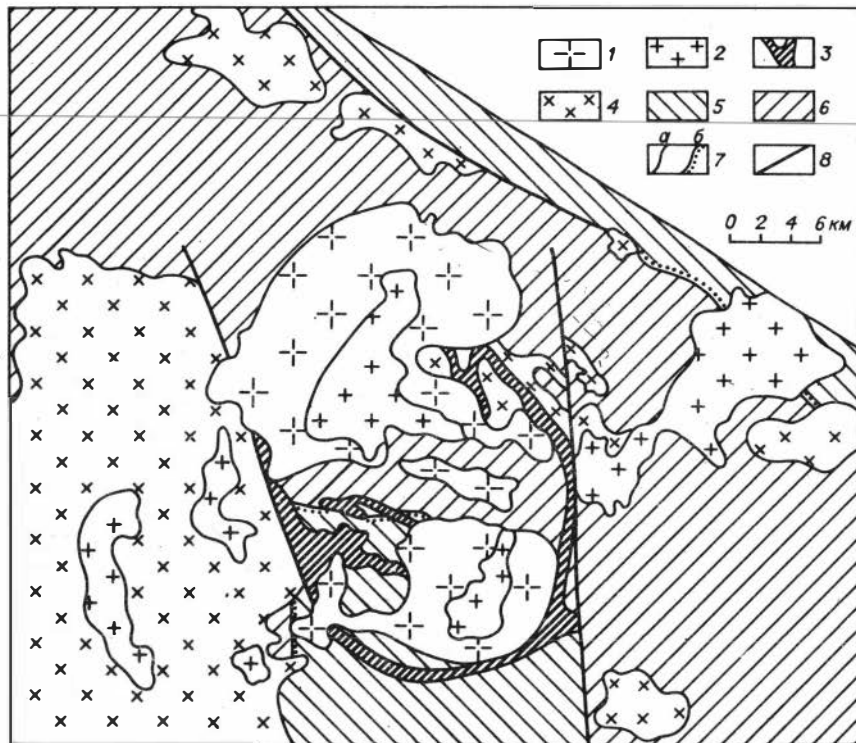


Рис. 47. Схематическая карта Каркаралинского гранитоидного плутона (составил В.В. Потапьев):

1 – аляскитовые граниты; 2 – биотитовые порфиroidные граниты; 3 – субшелочные гранитоиды; 4 – гранодиориты и кварцевые диориты; 5 – флишoidные толщи алевролитов и песчанников с прослоями андезито-базальтовых эффузивов и туфов девонского возраста; 6 – туфы с редкими прослоями эффузивов андезит-дашитового возраста; 7 – геологические границы (а), стратиграфического несогласия (б); 8 – разрывные нарушения.

подразумевается разное время становления. Эти факты позволяют отнести Каркаралинский плутон к категории полихронных.

Еще одним примером полихронных интрузивов может служить Койтас-Сарытауский массив Центрального Казахстана. Предыдущие исследователи традиционно относили его к гетерогенному топарскому комплексу, хотя многие соседние массивы, правда в существенной мере иного состава, давно уже считались полиформационными (Каркаралинский, Кентский и т.д.). На ранней стадии изучения Койтас-Сарытауского массива почти все разнообразие его пород объяснили процессами последовательной кристаллизации в камере плутона одноактно внедрившейся порции исходного расплава, возникновение которого связывали с явлениями глубинной ассимиляции.

Позднее в процессе детальных съемочных работ установлена многофазность и гомодромность формирования массива и выделены породы трех главных интрузивных фаз, каждая из которых сопровождалась внутрикамерными дифференциатами (фазами дополнительных интрузий и жильных тел). Такой порядок формирования массива скорее свидетельствовал о полиформационном (полихронном) характере плутона, нежели о его принадлежности к одному сложнопостроенному комплексу.

Наши исследования подтвердили полихронность массива – в его пределах пространственно совмещены породы четырех разновозрастных комплексов, для каждого из них характерна собственная морфология интрузивных тел и их ориентировка, имеющая сложное строение с проявлением главной фазы и внутрикамерных дифференциатов.

1. Наиболее ранний монцодиорит-монцогранодиоритовый комплекс, условно именуемый топарским, представлен двумя основными телами: Койтасским и Южно-Сарытауским массивами, вытянутыми субширотно (рис. 48), различающимися по составу и фациальному облику пород. Массив Койтас сложен крупно-, среднезернистыми слабо порфиоровидными монцогранодиоритами, переходящими по периферии в более мелкозернистые кварцевые монцодиориты. Южно-Сарытауский массив представлен довольно однообразными по составу, но варьирующими структурно, кварцевыми монцодиоритами и кварцевыми монцонитами гипабиссального облика с четко выраженной полифировой структурой и тонкозернистой основной массой. Структурное различие пород обоих массивов может трактоваться двояко: как следствие разной глубины их формирования и как свидетельство принадлежности пород Сарытауского массива к фазе дополнительных интрузивов, что более вероятно.

2. Следующий по возрасту адамеллит-гранитовый комплекс (ирекский) представлен довольно изометричным штокообразным телом в северо-западной части сложного Сарытауского плутона (Шырайкольский массив). Массив сложен внешне однообразными среднезернистыми двуполевошпатовыми биотитовыми гранитами, переходящими с понижением содержания кварца (до 20%) в адамеллиты (или меланограниты). Рвущий контакт этих пород с монцодиоритами предыдущего комплекса отмечается южнее оз. Шырайколь.

3. Более молодой кварцмонцонит-граносиенитовый комплекс (торангалыкский или қокдомбакский) представлен штокообразным интрузивом горы Сарытау (собственно Сарытауский массив). В его составе отчетливо фиксируются две фазы: кварцмонцонит-граносиенитовая, породы которой развиты по северному и восточному подножию Сарытау, и граносиенит-кварцсиенитовая, слагающая воздымающуюся часть самой горы Сарытау. Породы 1 фазы характеризуются, как правило, четко выраженной порфиоровидной или полифировой структурой с тонко- и мелкозернистой основной тканью. Кварцевые сиениты, граносиениты 2 фазы представляют собой однородные тонко-

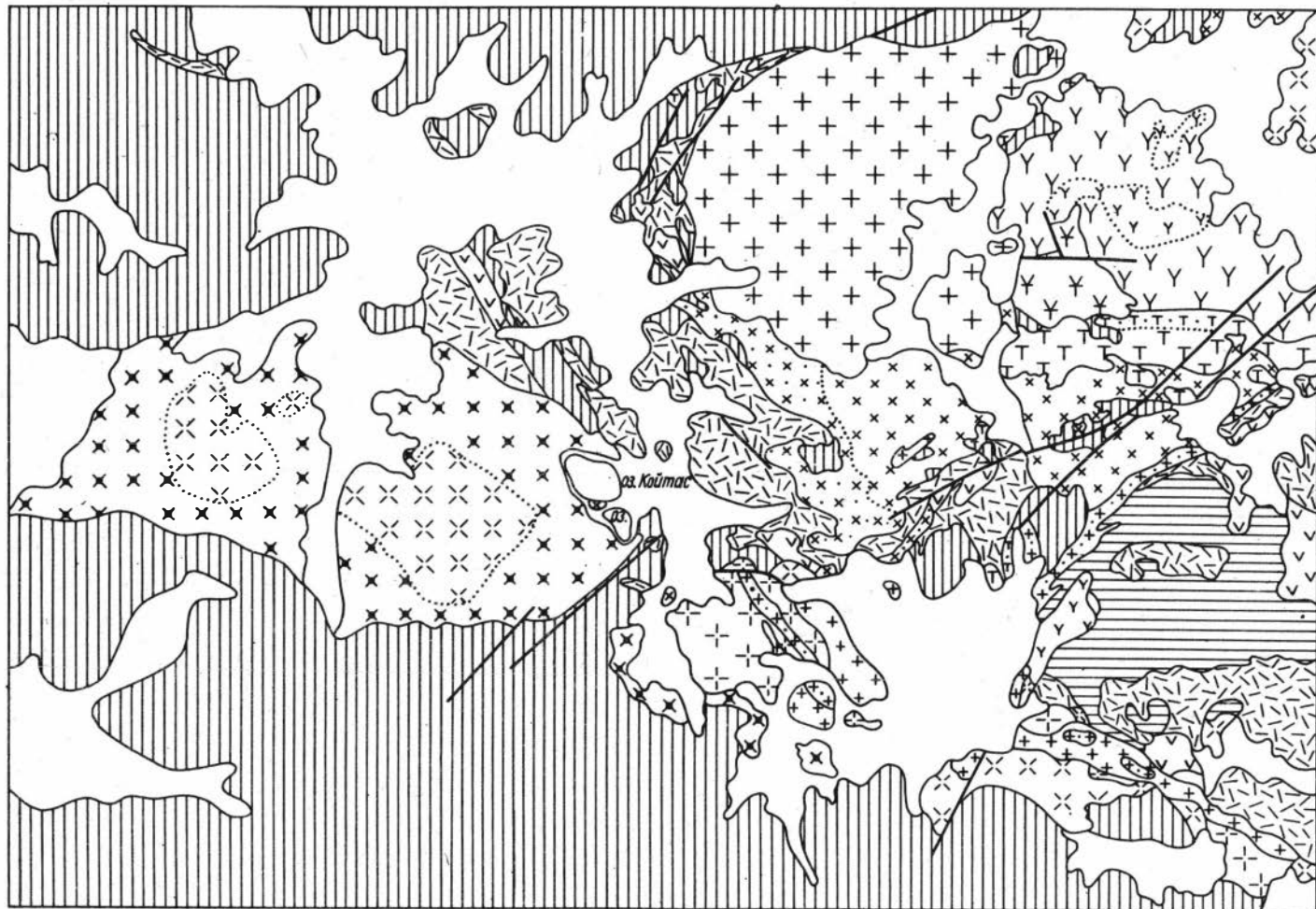


Рис. 48. Геологическая карта Койтас-Сарытауского полихронного массива (составил Г.Л. Добрецов по материалам О.Е. Беляева, С.А. Мигдисова и др. и личных наблюдений):

1 - современные рыхлые отложения; 2 - каменноугольные вулканогенные отложения (каркаралинская свита ?); 3 - субвулканические интрузии трахилипарит и трахидацит-порфиров; 5, 6 - экструзивно-субвулканические образования: 5 - кислого и 6 - среднеосновного состава; 7-17 - интрузивные образования: топарский комплекс (7 - кварцевые монцодиориты и 8 - монцогранодиориты Койтасского массива, 9 - порфиroidные микрозернистые и 10 - порфиroidные мелкозернистые диориты, кварцевые монцодиориты и монциты Сарытауского массива), ирекский комплекс (11 - биотитовые и биотит-роговообманковые двуполовошпатовые граниты и адамеллиты), торангалыкский (кокдомбакский) комплекс (12 - порфиroidные мелкозернистые и 13 - порфиroidные микрозернистые кварцевые монциты и граносиениты 1 фазы, 14 - мелкозернистые кварцевые сиениты П фазы), карагайлинский комплекс (15 - порфиroidные крупно-, среднезернистые лейкократовые граниты главной фазы, 16 - мелкозернистые лейкократовые граниты дополнительной интрузии, 17 - мелко-, тонкозернистые лейкограниты (аплиты) жильной фазы); 18 - разрывные нарушения; 19 - геологические границы (а - разновозрастных образований, б - фациальные).

мелкозернистые породы кирпично-красного цвета. Среди биотитовых гранитов-адамеллитов Шырайқолського массива фиксируются дайкообразные тела и дайки граносиенитов и кварцевых монцитов, аналогичных породам собственно Сарытауского плутона.

4. Наиболее молодой в Койтас-Сарытауском плутоне лейкогранитовый комплекс (карагайлинский) представлен трещинным интрузивом Кызылмола, ориентированным в северо-западном направлении. В его строении, как и в расположенном юго-западнее крупном Карагайлинском массиве, участвуют неравномерно-, крупно-, среднезернистые существенно калишпатовые, лейкократовые биотитовые граниты главной фазы и две генерации дополнительных интрузивов, ранняя из которых состоит из резкопорфиroidных, а поздняя - из равномерных мелко-, тонкозернистых лейкократовых гранитов.

Итак, в строении крупного, сложнопостроенного Койтас-Сарытауского плутона участвуют четыре группы тел, имеющих свою морфологию и свойственный им петрографический состав, причем в трех из них различаются породы главной интрузивной фазы и свои внутрикамерные дифференциаты. Между всеми этими интрузивными телами устанавливаются секущие соотношения, позволяющие уверенно воспроизвести последовательность их формирования. Эти признаки достаточны для отнесения перечисленных типов интрузивов Койтас-Сарытауского плутона к самостоятельным гранитоидным комплексам, отчетливо коррелирующихся с соответствующими формационными типами позднепалеозойских интрузивов Центрального Казахстана.

Обращает на себя внимание и то обстоятельство, что вся серия интрузивных пород Койтас-Сарытауского массива не имеет строго выдержанной гомодромной последовательности формирования; наиболее заметное нарушение ее отмечается между вторым и третьим (ирекским и торангалыкским) комплексами, что представляет собой дополнительное свидетельство формационной самостоятельности этих комплексов, а также полигенности и полиформационности Койтас-Сарытауского массива в целом. В этом отношении рассматриваемый массив аналогичен другим полихронным плутонам Цент-

Таблица 14

Классификация полихронных плутонов

Длительность формирования	Тектоническая позиция и приме		
	Внутри структурно-формационных зон		
	Синклиновые (необращенные)	Антиклинорные	
Без выходов до кембрийского основания		С докембрийским основанием	
Стадия (этап) тектоно-магматического цикла	Кызылрайский, Каркаралинский, Алтынэмельский, Окпектинский, Кандыгатайский, Атарский, Кокдалинский	Акчатауский, Каркар	?
Несколько стадий цикла (или весь цикл)	Крыккудукский, Восточно-Кызылтауский	Сарычекинский, Байназарский	Кудайско-Чатыркульский, Итчеку-Бесмойнакский
Смежные тектоно-магматические циклы (мегацикл)	-	Сууктобинский	Джусандалинский, Актас-Акжайлауский
Несколько тектоно-магматических циклов	-	-	Чичкано-Колбинский, Зайлийский, Мынчурско-Арасанский, Каракамынский, Меркентский

рального Казахстана, таким как Каркаралинско-Карагайлинский, Кентский, Бесоба-Жарлинский и др., и отличается от них лишь набором формационных типов тел.

Особенность Койтас-Сарытауского массива, как и ряда других крупных плутонов, обычно относимых к одному гетерогенному топарскому комплексу, состоит в том, что в них отсутствуют наиболее поздние аляскит-лейкогранитовые и гранитовые интрузивы и преобладают пестрые по составу гранитоидные породы более ранних комплексов, до известной степени конвергирующих между собой, что и создает объективные трудности для разделения этих комплексов, а следовательно, и для установления полихронного характера таких массивов. Особую трудность при расчленении представляют однотипные по условиям образования (резко-гипабиссальные) и близкие (конвергентные) по составу интрузивы субшелочных гранитоидов топарского (ранняя пермь) и кокдомбакского (поздняя пермь) уровня. Для их опознания не-

ры по Казахстану

Межзональные (расположенные на стыке в одной геосинклинальной складчатой системе)	Пограничные (расположенные на сочленении разновозрастных складчатых систем)	Срединных массивов	
		С фанерозойским складчатым основанием (2 рода)	С докембрийским кристаллическим основанием (1 рода)
Бесоба-Жарлинский, Какту-Адам-Ирекский, Койтас-Сарытауский, Кентский, Тлеумбетский	-	Баянаульский, Каракунузский	-
Каиндинско-Катайский, Коптадырский	Акжайлауский	?	-
Токрауский, Акжал-Аксоранский, Арчалинский, Аккойтас-Каракойтаский	Батпакский, Шольадыр-Айдарлинский, Каракольтаский	?	Зерендинский, Баянкольский
-	Мынчукурский	-	Кастекский, Кунгейский, Терский

обходимы прямые геологические доказательства их разновозрастности, подобные выявленным в Койтас-Сарытауском полихронном плутоне, где установлено существование двух разновозрастных комплексов умеренно кислых гранитоидов повышенной щелочности, незначительно различающихся по составу, но имеющих близкий структурный и физиографический облик. Пример Койтас-Сарытауского плутона свидетельствует о важности самой постановки вопроса о полихронности крупных интрузивов для поисков истинных геологических соотношений между породами даже близкого состава.

Таким образом полихронные магматические сооружения возникают в разной геологической обстановке и различаются геолого-структурными условиями и длительностью формирования. По этим признакам возможно выделение нескольких типов полихронных плутонов.

1. Наиболее простой случай пространственного совмещения разновозрастных интрузивов - внутри структурно-формационных зон узловые или ареальные плутоны, объединяющие внутри себя интрузивы одного этапа или

стадии развития (чаще всего орогенного). Узловые плутоны – Кентский, Акжайляуский, Каркаралинский и другие по своим размерам обычно соответствуют “очаговым ареалам” в понимании И.Н. Томсона и М.А. Фаворской (1977). Они формируются как следствие периодического возникновения магматических очагов в пределах одной магмогенерирующей и магмовыводящей структуры. Частный случай таких полихронных пространственно–совмещенных магмоструктур – широко распространенные кольцевые магматогенные образования, в пределах которых последовательно локализируются эффузивные, субвулканические и плутонические комплексы. Всем узловым или ареальным массивам свойственны относительно изометричные или овальные очертания. Такие плутоны или узлы нередко трактуются как вулкано–плутонические комплексы или серии /Ермолов и др., 1977а/. Вулканические или интрузивные комплексы в данном случае совмещены лишь пространственно, поскольку пути движения разных порций магмы в таких узлах предопределены структурным контролем.

2. Другим не менее распространенным типом являются полихронные плутоны, располагающиеся на стыке разных структурно–формационных зон одной складчатой системы, чаще всего в окраинных частях антиклинорных зон или выступов на границе их со смежными прогибами (синклинорными структурами). В пределах таких массивов (Токрауский, Джильтавский, Сарычабын–Токсанбайский, Каиндинско–Катайский и др.) обычно сопрягаются интрузивы инверсионных и орогенных стадий или всего тектоно–магматического цикла. Массивы двух первых типов могут именоваться также моноциклическими.

3. К более сложному типу полихронных массивов относятся пограничные межгеосинклинальные плутоны, возникающие в зонах сочленения разновозрастных геосинклинально–складчатых систем или в пределах межгеосинклинальных срединных массивов и объединяющие внутри себя интрузивные комплексы двух смежных тектоно–магматических комплексов (бициклические полихронные массивы). Чаще всего такие массивы локализируются по периферии более молодых складчатых систем в пределах их уже консолидированной рамы. Примером подобных плутонов могут служить Батпакский, Ушбулак–Атабайский, Заилийский и другие батолитовые плутоны.

4. Особым типом полихронных магматических образований, имеющим наиболее сложное строение и длительную историю формирования, являются гетерогенные плутоны, приуроченные к внутри– и межгеосинклинальным выступам докембрийского субстрата, игравших роль устойчивых антиклинорных поднятий или срединных массивов. В их пределах формируются плутоны, нередко объединяющие внутри единого внешнего контура разновозрастные интрузивные образования нескольких тектоно–магматических циклов, начиная с раннего докембрия. К таковым, например, относятся Мынчукурско–Арасанский массив в Джунгарском Алатау, весь Заилийский батолит в целом, Зерендинский массив и другие в Казахстане. Эти плутоны могут быть названы полициклическими.

Проведенная выше типизация полихронных магматических массивов учитывает два ведущих геологических признака: тектоническое (геолого–структурное) положение плутонов в пределах складчатой системы или области, т.е. приуроченность их к определенным геоструктурным элементам внутри геосинклинально–складчатой области; продолжительность формирования плутона и историко–геологическое содержание вертикального (временного) ряда магматических комплексов, представленных в рамках полихронного массива. В табл. 14 приведена схема классификации полихронных интрузивных

массивов Казахстана и некоторых сопредельных районов. Возможны и другие варианты классификации по иным классификационным признакам, но нам представляется, что типизация этих образований на основе пространственно-временных показателей в наибольшей мере согласуется с существующими принципами формационного анализа.

Глава VII

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛИХРОННЫХ ПЛУТОНОВ

Механизм формирования полихронных плутонов разного типа, по-видимому, специфичен в деталях, требующих выявления в каждом конкретном случае. Однако для всех выделенных типов полихронных, длительно формирующихся магматогенных ансамблей характерны некоторые общие особенности их проявления, причем две из них определяющие: 1) приуроченность полихронных массивов к участкам или блокам с развитой, ранее сформированной сиалической корой, в пределах которой, по крайней мере в энергетическом и структурном отношении, осуществляется гранитообразование за счет анатексиса и палингенеза подготовленного к плавлению гранитогнейсов субстрата; 2) возникновение полихронных магматических сообществ в пределах длительно функционирующих "энергостокowych систем", смысл которых мы уточним ниже.

Первое из перечисленных условий в сущности обязательно для процессов интенсивного гранитообразования вообще, поскольку общеизвестны приуроченность гранитоидов преимущественно к областям со сформированной корой континентального типа, а в пределах последних — к жестким блокам и антиклинорным выступам, и появление интенсивных процессов гранитообразования лишь с конца инверсионной стадии развития подвижных областей, когда в результате интенсивной складчатости и глубинного метаморфизма осадочных толщ формируется (или регенерируется) кристаллический сиалический субстрат (кора континентального типа). Наибольшая интенсивность кислого магматизма падает на орогенную стадию развития подвижных областей, за счет многократной переработки этой коры в условиях ее прогрессирующего роста.

Все перечисленные особенности проявления гранитоидного магматизма истолковываются как свидетельство того, что неперемное условие интенсивного гранитообразования — наличие достаточно мощного и подготовленного к плавлению кристаллического сиалического (гранитогнейсового) субстрата (фундамента). Для формирования полихронных массивов это обстоятельство — одно из решающих. Избирательная приуроченность этих массивов к жестким антиклинорным структурам, устойчивым поднятиям с незначительным осадочным чехлом или без него отмечалась и подчеркивалась многократно /Проблемы..., 1969/. Такая избирательная способность антиклинорных структур в локализации разновозрастных гранитоидных комплексов объяснялась благоприятным сочетанием ряда факторов: отсутствием расхода энергии на метаморфические реакции, более высокой теплопроводностью кристаллических пород, повышенной трещиноватостью и проницаемостью для флюидов и магматических расплавов, что в совокупности обеспечивает более быстрый прогрев гранитогнейсовых блоков и соответствующих антиклиналей по сравнению с примыкающими синклинальными структурами, выполненными осадками /Добрецов Н.Л., Попов, 1974/.

Иными словами, в этих структурах легче реализуется другая наиболее общая причина возникновения длительно развивающихся полихронных магматогенных структур – принадлежность их к относительно стационарным энергостокковым (по Г.Л.Поспелову) системам, своеобразным "отдушинам", через которые периодически осуществляется потеря (сток) термической энергии земных недр /Поспелов, 1973/. В других работах, в которых так или иначе затрагивается вопрос об образовании полихронных массивов, главное значение придается подготовленности ранее возникших магматогенных структур к повторному плавлению, т.е. соблюдению в таких условиях принципа "экономии энергии" /Бескин и др., 1979; Леонтьев, 1974/. Бесспорно, этот фактор, принципиально сходный с вышеприведенной энергостокковой моделью играет существенную роль, однако он все же не решает вопроса о причинах стационарности, длительности существования таких магмогенерирующих структур. Для объяснения этого обстоятельства привлекаются такие структурные, петрофизические и иные благоприятные факторы, способствующие или облегчающие повышенный теплоток в антиклинальных структурах, в пределах которых преимущественно (но не исключительно) возникают полихронные магматические сообщества. Однако все эти объяснения не исчерпывающие и не могут объяснить главного – причины длительного, унаследованного существования энергопитающего канала энергостокковой системы, в которой реализуется магмообразование. Ответ на эти вопросы следует искать в самом механизме гранитообразования в послепермское время.

Постархейская история развития континентальной земной коры и протекающих в ней процессов магматизма, обуславливающих появление полихронных массивов, представляет собой в конечном счете результат неоднократной, периодически повторяющейся и локально-прерывистой переработки раннего кристаллического субстрата, возникшего 2–2,5 млрд. лет тому назад и расслоенного к этому времени на гранитогнейсовый и гранулитобазитовый слои /Добрецов, 1980/. Повторная магматическая и метаморфогенная переработка этой коры, ее переплавление требуют особых условий, главное из них – необходимость притока дополнительной тепловой энергии, источником которой к этому времени могли быть только глубокие слои Земли и в первую очередь верхняя мантия. Следовательно, в проблеме полихронного магматизма главным является тезис о повторяющемся и локализованном тепломассопереносе, поскольку главной причиной возникновения неоднократно формирующихся магматогенных массивов служит возникновение в коре "магмоводов" относительно устойчивых в пространстве и времени магмогенерирующих структур, т.е. структур, характеризующихся повышенным расходом тепловой энергии, обеспечивающей магмообразование и (или) внедрение глубинных магм. К таким структурам применимо представление об энергостокковых (в терминологии Г.Л.Поспелова) системах.

Конкретное выражение энергостокковых систем, конечно же, весьма разнообразное, но принципиальное решение этого вопроса неизбежно упирается в необходимость рассмотрения источников дополнительной (избыточной или теряемой) энергии, а также путей и способа ее переноса, т.е. механизма массопереноса из глубины в верхние оболочки нашей планеты.

В настоящее время, пожалуй, общепризнана точка зрения о том, что главный поставщик энергии для процессов, происходящих в пределах сиалической коры и в том числе магматических (по крайней мере для позднего докембрия и фанерозоя), – глубокие недра Земли и в первую очередь астеносферный слой верхней мантии. В пределах верхней мантии на глубинах от 50 до 300 км геофизическими методами фиксируются зоны и участки разуплотнения (астеносфера), наиболее вероятно трактуемые как области частичного расплавления, т.е. области генерации глубинной базитовой маг-

мы, что согласуется с различного рода расчетами R-T условий, существующих на этих глубинах. Главной причиной периодического возникновения в верхней мантии участков волновода или расплавления считается гравитационная и термическая неустойчивость нашего геоида и стремление этой нестационарной системы к достижению равновесного состояния. Реальный механизм протекающих в мантии процессов – пока область гипотез и догадок, однако непреложным остается сам факт периодического зарождения в верхней мантии астеносферных зон, в которых рождаются магматические очаги. Именно астеносфера и возникающие в ней очаги магм – главные аккумуляторы той выделяющейся энергии глубин нашей планеты, которая затем так или иначе должна транспортироваться в верхние ее оболочки. Независимым геологическим подтверждением мантийного характера энергетических источников корового гранитообразования служит, как показывал А.Н. Леонтьев (1974), региональная пространственная фигура размещения гранитоидных массивов. Группирование их в виде замкнутых овалов или изогнутых цепей с поперечником в сотни километров может быть объяснено лишь при допущении, что энергетические корни, питавшие процессы корового гранитообразования, уходят на глубину, соизмеримую с радиусом этих овалов и цепей, т.е. в мантию нашей планеты. В отношении механизмов (способов) переноса тепла и вещества существуют различные мнения, среди которых наибольшим успехом, пожалуй, пользуются две модели – “трансмагматических” или “интрателлурических” флюидных потоков и магматическая.

Флюидный механизм переноса тепла с помощью “трансмагматических” или “интрателлурических” потоков, первоначально обоснованный Д.С. Коржинским (1952, 1972) в концепции магматического замещения, в дальнейшем был положен в основу гипотезы вертикальной миграции фронта магомобразования, призванной объяснить формирование габбро–гранитовых серий /Изох, 1965; 1972, 1978; Кузнецов, Изох, 1969/ и общую эволюцию геосинклинального магматизма. Однако флюидная модель теплопереноса встречает серьезную критику, сущность которой сводится к тому, что эта модель построена без учета баланса масс. Количественные расчеты по балансу масс и теплопередаче показывают низкую эффективность флюидного теплопереноса и необходимость для реализации этого процесса очень больших масс флюида, что не находит своего подтверждения на реальном геологическом материале /Добрецов, Добрецов, 1974; Добрецов, 1980/. Ряд авторов ставят под сомнение вообще возможность существования значительных объемов свободной воды ниже зоны корового гранитообразования /Петров, 1974/, так же как и ее высоких концентраций в верхней мантии в связанном состоянии (в амфиболах и флогопитах) в постархейское время /Добрецов, 1980/. Совершенно необъяснимы источники и возможности отделения огромных масс летучих на больших глубинах и причины периодичности этого явления, обеспечивающей периодичность магматизма. Существование сквозных флюидных потоков, пронизывающих мантию и кору, невозможно также из-за существования в тектоносфере трех барьерных уровней, где должно происходить полное поглощение летучих и в первую очередь воды (астеносфера, надастеносферный слой и область анатексиса и мигматитообразования в коре) /Добрецов, 1980; Попов, 1977/.

Альтернативой флюидным механизмам теплопереноса является магматическая модель, использованная в ряде генетических конструкций, таких как, гипотеза “зонной плавки” /Виноградов, Ярошевский, 1965; Кадик, 1970/ или литотермальной системы Д. Элдера (1972). Критический обзор имеющихся флюидных и магматических концепций тепломассопереноса в тектоносфере позволил предложить гипотезу всплывания магматических масс

с теплопередачей по принципу "бильярдных шаров" в качестве универсального механизма процесса тепло- и массопереноса, обеспечивающего дифференциацию вещества нашей планеты /Добрецов, Добрецов, 1974/.

Возможность реализации этого механизма вытекает из того, что появление в астеносфере обогащенных расплавом и потому более легких линз нарушает гравитационную устойчивость вышележащей литосферы и неизбежно приводит к подъему более легких расплавов вверх. Наиболее эффективным механизмом этого процесса являются всплывающие астенолиты (диалиты) и струи, приводящие к "дренированию" астеносферы в ослабленных зонах и подъему магматических расплавов в более верхние слои литосферы /Добрецов, Добрецов, 1974; Добрецов, 1980; Паталах, Авдеев, 1975/. На ранних этапах разрастания астеносферного слоя существенную роль может играть также конвективное самовсплывание, облегчающее последующий астенолитовый механизм подъема магматических масс.

Для понимания причин формирования полихронных плутонов нет необходимости детального рассмотрения процессов мантийного магмообразования. Достаточно ограничиться признанием того, что именно астеносферный слой верхней мантии является той энергетически неустойчивой системой, из которой осуществляется периодическое, прерывисто-локальное поступление магматических масс, несущих дополнительное тепло в верхние слои литосферы /Добрецов, 1980/. Причины полихронности корового магматизма следует искать в тех явлениях, которые происходят в пределах сиалической коры в связи с поступлением туда мантийных магматических масс. Если проблема поступления дополнительного тепла, необходимого для реализации процесса корового гранитообразования, решается с помощью механизма подъема (диалитизма) мантийных магм в основание или среднюю часть коры, то значительно сложнее обстоит дело с решением проблемы летучих щелочей и кремнезема – главных подвижных компонентов, участвующих в гранитообразовании. Базитовые магмы бедны этими компонентами и не могут служить их дополнительным источником. В связи с этим вновь возникает альтернатива – привнос этих компонентов из глубины, либо перераспределение их в объеме всей коры или отдельных ее участков. Второй механизм более вероятен. Обосновывается он древностью сиалической коры, ранним сбросом гидросферы, изохимическим характером процессов регионального метаморфизма, ведущей ролью анатексиса и палингенеза в формировании горизонтальной и латеральной неоднородности (дифференцированности) коры и общим необратимым характером развития нашей планеты. Аргументацию перечисленных положений можно найти в монографии Н.Л.Добрецова (1980).

Дополнительные данные, свидетельствующие о том, что основным поставщиком воды, щелочей и кремнезема, выступающих в качестве главных агентов гранитообразования, является не мантия, а сама кора, получены Э.Г.Конниковым (1978) при изучении базитовых интрузивов Забайкалья. Им установлено наличие в экзоконтактных ореолах базитовых массивов зон базификации и вмещающих сиалических пород, на фронте которых возникают сопряженные области гранитного анатексиса. Выявлено также, что состав гранитных выплавов определяется степенью водонасыщенности флюидов: уменьшение их "водности" ведет к повышению калий-натриевого отношения в расплавах, подтверждая уже известные результаты экспериментов и термодинамических построений. Наблюдаемое в системе "зона базификации – зона гранитообразования" явное перераспределение щелочей и кремнезема по схеме вынос \rightleftharpoons привнос позволяет Э.Г.Конникову сделать весьма важный и принципиальный для петрологии гранитоидов вывод о том, что главным источником воды, щелочей и кремнезема служит не мантия, а сам

сиалический субстрат, подвергающийся воздействию всплывающих глубинных базитовых масс (астенолитов, диапиров), а главным регулятором режима щелочей при гранитообразовании был состав (степень водности) как вмещающей среды, так и флюидопотока, исходившего или как-то связанного (возбужденного) с базитовыми диапирами.

Таким образом, концепция эффективного тепло- и массопереноса с помощью универсального, не требующего никаких дополнительных условий магматического механизма, находит свое естественное развитие решением проблемы источника воды и других агентов гранитообразования. Итак, поднимающиеся из мантии базитовые диапиры (массы) не только служат корнями или основанием энергостокочных систем, питающих процессы корового гранитообразования, но и, мобилизуя в коре существенно водные флюидные потоки, несущие щелочи и SiO_2 способствуют и (или) обуславливают там процессы анатектического и палингенного магмообразования. Эти данные позволяют внести уточнения в причины закономерной эволюции щелочности интрузивов и обособления гранулит-базитового слоя.

С приведенных позиций может получить новое освещение (истолкование) избирательная приуроченность полихронных массивов к антиклинорным структурам, игравшим роль устойчивых, длительно воздымавшихся поднятий. Представляется резонным связывать сами эти поднятия сиалического фундамента с ростом и подъемом подпирающих снизу астенолитных диапиров. Таким образом, многие из подобных антиклинальных поднятий могут находиться на гребне базитовых диапиров или очагов, следовательно, располагаться в фокусе энергосточной системы. При этом такие поднятия сиалического субстрата, являясь результатом энергосточной системы (глубинного диапиризма), одновременно оказываются и наиболее благоприятной средой для реализации интенсивно направленного стока энергии, благодаря своей повышенной трещиноватости и более высокой теплопроводности кристаллических пород по сравнению с осадочными породами окружающих прогибов.

Устойчивость поднятий и подпирающих их диапиров в пространстве и периодичность подтока в них базитовой расплава находят удачное объяснение в модели "ловушек", предложенной Е.В. Артюшковым и др. (1979). По этой модели участок повышенного залегания подошвы литосферы играет роль ловушки, где скапливается относительно легкий нагретый мантийный материал, т.е. базитовый расплав. Возникшая ловушка в дальнейшем способна сама себя поддерживать, периодически захватывая новые порции мантийного расплава (при условии, что она находилась вблизи области подъема расплава, т.е. вблизи магмовода). Согласно Е.В. Артюшкову (1970, 1979), это объясняется тем, что время существования температурной неоднородности, создаваемой ловушкой (диапиром), близко к времени порционных поступлений из мантии легкого нагретого материала, т.е. расплава. Скопление в ловушках расплава приводит к изостатическому поднятию расположенной выше литосферы, а следовательно, и к возникновению тех устойчивых поднятий, которые концентрируют в себе продукты коровых магм, индуцированных мантийным расплавом ловушек.

С этой точки зрения любой локальный магматический ареал представляет собой реальное выражение природной энергосточной системы, в которой энергетически обусловлено структурно-пространственное совмещение разновозрастных и разнотипных магматических образований /Леонтьев, 1974/. В принципе такие локальные структуры мало чем отличаются от более крупных овальных или полукольцевых региональных ареалов развития гранитоидного магматизма, выявленных и охарактеризованных А.Н. Леонтьевым (1974, 1975). Различия между ними не столько качественные, сколько количественные, и обусловлены масштабами и очертаниями возникающих

в земной коре энергостокковых систем, отражающих экзотермические процессы, происходящие в мантии. Другим наиболее распространенным морфологическим типом локальных и региональных энергостокковых систем и соответственно магматогенных являются линейные или поясовые. Возникновение тектонически нарушенных, ослабленных и, следовательно, магмопроницаемых участков (структур) – также результат возникновения и развития аномальной энергостокковой системы, представляющей собой следствие процессов, происходящих в астеносфере.

Таким образом, появление относительно стационарных (устойчивых в пространстве и времени) энергостокковых систем, приводящих к формированию полихронных магматических структур, проще всего объясняется, исходя из предположения о том, что магматический силикатный расплав – наиболее энергоемкий и универсальный теплоноситель, обеспечивающий возможность эффективной, быстрой и многократной массотеплопередачи. Единжды возникшая тепловая и структурная аномалия, созданная подъемом базитовых астенолитов, в дальнейшем служит наиболее благоприятной средой для повторного и многократного возобновления магматических процессов. Из самых общих соображений очевидно, что при прочих равных условиях в силу повышенной прогретости и структурной подготовленности, т.е. по принципу "экономии энергии", повторное и многократное функционирование ранее возникших магматогенных структур более предпочтительно, чем их возникновение на новом месте. Иными словами более резонно концентрированное (узловое) и многократное, а не рассеянное, незакономерно дискретное, проявление магматизма (особенно интрузивного). Поэтому полихронность должна восприниматься не как случайное явление, а как одна из наиболее общих и важных закономерностей проявления процессов магматизма и прежде всего гранитоидного. Этот вывод все более подтверждается материалами исследований последних лет. Приведенные рассуждения, хотя и не раскрывают деталей механизма формирования устойчиво функционирующих в пространстве магмогенерирующих и магмоконтролирующих структур, все же позволяют связывать их появление с особенностями самого процесса постархейского гранитообразования, главной причиной которого является нагревание, связанное с поступлением в сиалическую кору мантийных магматических масс. Причина полихронности корового магматизма, кроется в длительном характере развития и эволюции астеносферных выступов и питаемых ими коровых астенолитовых очагов и диапиров. Устойчивое положение этих аномальных участков мантии – своеобразных терморегуляторов глубинных процессов – определяет и устойчивую фигуру (ареал) приповерхностного магматизма.

Переход к моделям тектоники плит не меняет принципиально этот вывод, хотя и ограничивает его применение, также сама полихронность ограничивает возможности дрейфа данного континентального блока. Действительно, наличие устойчивых мантийных струй или диапиров при движении над ней литосферы будет смешать ареал габбро-гранитового магматизма, трансформируя его в овал или широкий пояс, но и в его пределах узловое расположение плутонизма приурочено к антиклинорным выступам благодаря наличию "ловушек" в их основании и магмоводов. Даже в островных дугах и поясах Андийского типа, трактуемых как проявление зон субдукции, гранитный магматизм проявляется только там, где есть блоки достаточной мощности сиалической коры, причем и здесь нередки полихронные комплексы (Средне-Камчатский хребет, плато Хида в Японии и др.). Мы не акцентируем внимание на этих вопросах, поскольку считаем, что степень обоснованности и разработанности моделей субдукции и других моделей тектоники плит не- сколько не больше чем, скажем, концепции В.В. Белоусова.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полихронность, наряду с гомодромностью, относится к числу наиболее общих характеристик проявлений гранитоидного магматизма. Полихронные магматические сооружения возникают в разной геологической обстановке и различаются геолого-структурными условиями своего формирования. Пространственная совмещенность разновозрастных интрузивных образований зачастую может объяснить причины появления комплексных, телескопированных (полиформационных) рудных месторождений, связанных с гранитоидными формациями.

В результате детального изучения одного из насыщенных магматическими событиями районов – Мынчукурско-Арасанского плутона была составлена принципиально новая схема магматизма Мынчукурского антиклинального блока Центральной Джунгарии. Выделено восемь интрузивных комплексов, которые характеризуют длительное и сложное развитие этого региона в Джунгаро-Балхашской складчатой системе герцинского возраста от докембрия до перми: 1 – тентексайский комплекс гранитогнейсов среднерифейского возраста; 2 – шортандинский комплекс порфиroidов; 3 – басканский комплекс милонитизированных гранитов позднерифейского возраста; 4 – мынчукурский комплекс плагиогранитов позднеордовикского возраста; герцинский интрузивный цикл представлен койтасской габбро-гранитовой серией, состоящей из трех комплексов ранне-, среднекарбонового возраста; 5 – теректинский комплекс габбро-диоритов; 6 – койтасский комплекс гранодиоритов-гранитов; 7 – ойсазский комплекс лейкократовых гранитов; завершается интрузивная деятельность внедрением 8 – салдыктасского гранитоидного комплекса пермского возраста.

Каждый из этих комплексов, четыре из которых выделены впервые, занимает определенную структурно-тектоническую позицию, что доказывает их самостоятельность. Три комплекса – теректинский, койтасский и салдыктасский разделены между собой дайками основного состава, массовое внедрение которых доказывает затухание магматического очага /Добрецов, Попов, 1974/.

Метаморфические породы Мынчукурского блока, ранее объединяемые в так называемую сарычабынскую свиту, представляют собой разновозрастную толщу с разной степенью метаморфизма. Из состава свиты нами были выделены интрузивные породы тентексайского, шортандинского и басканского комплексов. Оставшиеся толщи подразделяются на высокометаморфизованные гнейсы и кристаллические сланцы (эпидот-амфиболовая и амфиболитовая фации метаморфизма) и на кварциты и фенгит-хлоритовые сланцы (зеленосланцевая фация метаморфизма). Вероятными аналогами этих толщ являются (соответственно) коксуйская и косагашская свиты, объединенные в соседних районах в сарычабынскую серию.

Интрузивные гранитоидные комплексы отличаются друг от друга по петрографическим (структурно-текстурные особенности пород), минералогиче-

ческим (состав породообразующих и наличие характерных аксессуарных минералов) и петрохимическим особенностям пород.

Петрохимическая специализация разновозрастных комплексов лучше всего видна по соотношению щелочей. В догерцинских комплексах натровые гранитоиды сменяются калиевыми и затем натровыми. В герцинских комплексах гомодромное развитие койтасской серии и салдыктасского комплекса подчеркивается возрастанием содержания K_2O , в то время как количество Na_2O остается приблизительно постоянным. Гранитоиды койтасской серии отличаются от всех других комплексов повышенной фтористостью и повышенным парциальным давлением кислорода (кроме краевой фации ойсаэского комплекса), в догерцинских гранитоидах парциальное давление кислорода низко, а в салдыктасских оно резко варьирует от одного тела к другому.

Радиологические исследования калий-аргоновым методом подтвердили плохую сохранность аргона в калиевых полевых шпатах, поэтому для гранитоидов оказались непригодными определения, сделанные по валовым пробам. Лучше аргон сохраняется в слюдах. Однако длительность койтасской габбро-гранитовой серии, определенная по биотитовым датам, входит в противоречие с кратковременностью формирования габбро-гранитовых серий и, в частности с ближайшими аналогами центральноджунгарской и саурской, кратковременность которых доказана геологическими методами и составляет не более 10-15 млн. лет. Большая длительность также не согласуется с историей развития Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Это противоречие находит объяснение в частичном "омоложении" биотитов при прогреве под воздействием молодых интрузий и тектонических процессов около разломов, связанным с удалением части радиогенного аргона из включений во время их растрескивания.

Наряду с кратковременностью формирования каждого отдельно взятого гранитоидного комплекса, процесс образования полихронных плутонов является прерывистым и растягивается на несоизмеримо больший интервал времени. Например, в Мынчукурско-Арасанском полихронном гранитоидном плутоне участвуют интрузивные породы от среднерифейского до пермского возраста.

- Абдулжабирова М.А. Основные черты развития магматизма Северного Казахстана. - В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976, с. 66-73.
- Авдеев А.В. Докембрийские магматические образования Атасу-Жамшинского междуречья (Центральный Казахстан). - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974, с. 190-193.
- Амшинский Н.Н., Ворсин А.Н. Об избыточном аргоне и удревнении радиологического возраста минералов и пород. - В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Наука, 1970, с. 387-391.
- Аникеева Н.Ф. Каркаралинский интрузивный комплекс. М.: Наука, 1964. 155 с.
- Артюшков Е.В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления. - Изв. АН СССР. Серия Физика Земли, 1970, № 5, с. 18-30.
- Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. Статья 1. Континентальные платформы. - Бюл. МОИП. Отдел геол., 1979, т. 54, вып. 2, с. 8-30.
- Афоничев Н.А. Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы (ранний палеозой, силур, девон). - Сов. геология, 1967, № 2, с. 33-53.
- Афоничев Н.А. Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы (ранний карбон - первая половина среднего карбона; после проявления нижнетурнейской и внутривизейской складчатости). - Сов. геология, 1967а, № 3, с. 61-82.
- Афоничев Н.А., Савичева А.Е. Стратиграфия. Средний палеозой. - В кн.: Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата: Наука, 1966, с. 28-68.
- Афоничев Н.А., Шлыгин А.Е. Тектоника. - Там же, 1966, с. 150-159.
- Бахтеев М.К., Филатова Н.И. Об особенностях заключительного этапа геосинклинального развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. - Геотектоника, 1969, № 3, с. 75-87.
- Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б. Редкометалльные гранитовые формации. Л.: Недра, 1979, 280 с.
- Веригин Н.Н., Голубев В.С., Шаратов В.Н. Динамика теплообмена между магмой и вмещающими породами при фильтрации летучих. - Геол. и геофиз., 1974, № 4, с. 71-78.
- Виноградов А.Л., Ярошевский А.А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли. - Геохимия, 1965, № 7, с. 779-790.
- Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата: Наука, 1966. 255 с.

Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Т. 1. Алма-Ата: Наука, 1967. 372 с.

Геология СССР. Т. 20. Кн. 2. М.: Недра, 1972. 532 с.

Геология СССР. Т. 40. Кн. 2. М.: Недра, 1971. 534 с.

Геохронология СССР. Т. П. Л.: Недра, 1974. 344 с.

Герлинг Э.К., Петров Б.В., Кольцова Т.В. Сравнительное изучение энергии активации выделения аргона и энергии дегидратации в амфиболах и биотитах. - *Геохимия*, 1966, № 4, с. 379-384.

Герлинг Э.К., Морозова И.М. Изучение кинетики выделения аргона из микроклин-пертита. - *Геохимия*, 1958, № 7, с. 615-620.

Герлинг Э.К., Морозова И.М. Современные проблемы калий-аргоновой геохронологии. - В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Наука, 1970, с. 325-339.

Дворцова К.И., Добрецова Т.Г. Шаровой диорит в Кендыктасских горах (Южный Казахстан). - Труды ВСЕГЕИ, 1966, вып. 137, № 6, с. 25-28.

Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна/Поляков Г.В., Кривенко А.П., Орлов Д.М. и др. Новосибирск: Наука, 1974. 130 с.

Добрецов Г.Л. К вопросу о происхождении габбро-гранитных серий. - *Геол. и геофиз.*, 1971, № 5, с. 38-44.

Добрецов Г.Л. О происхождении диоритов и габбро в габбро-гранитных сериях. - *Геол. и геофиз.*, 1974, № 9, с. 3-11.

Добрецов Г.Л., Добрецова Т.Г. Об автономности пород основного и среднего состава, сопряженных с крупными гранитоидными плутонами. - Докл. АН СССР, т. 207, 1972, № 6, с. 1416-1419.

Добрецов Г.Л., Добрецова Т.Г. Тектоническая зональность гранитоидного магматизма в Джунгарском Алатау. - В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 228-234.

Добрецов Г.Л., Добрецов Н.Л. Вероятная геологическая модель магматических процессов. - *Геол. и геофиз.*, 1974, № 5, с. 130-138.

Добрецов Г.Л., Попов Н.В. Расчленение и картирование полихронных интрузивных массивов (на примере Мынчукурско-Арасанского плутона в Джунгарском Алатау). - В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 323-324.

Добрецов Г.Л., Попов Н.В. Расчленение и картирование полихронных интрузивных плутонов. - *Геол. и геофиз.*, 1975, № 9, с. 52-61.

Добрецов Г.Л., Попов Н.В. Магматические комплексы Джунгарского Алатау и их возможные аналоги в Северном Прибалхашье. - В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976, с. 52-58.

Добрецов Г.Л., Попов Н.В. Докембрийские метаморфические и магматические комплексы Джунгарского Алатау. - В кн.: Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1981, с. 42-56.

Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980, 199 с.

Добрецов Н.Л., Зуенко В.В., Шемякин М.Л. Статистические методы в геологии. Новосибирск: Наука, 1974, 138 с.

Добрецов Н.Л., Попов Н.В. О длительности формирования гранитоидных плутонов. - *Геол. и геофиз.*, 1974, № 1, с. 50-60.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 288 с.

Дубовский А.Г., Никитченко И.И., Смирнов А.В. Метаморфизм как функция тектоно-магматических процессов (на примере Джунгарского Алатау). - В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 252-253.

Дубовский А.Г., Никитченко И.И., Смирнов А.В. Некоторые вопросы генезиса и возраста полиметаллического оруденения Джунгарского Алатау. - В кн.: Материалы по геологии, поискам и разведке рудных месторождений в Казахстане. Алма-Ата, 1974, (вып. 4), с. 202-210.

Ермолов П.В. Саурская габбро-гранитоидная серия (Восточный Казахстан). - В кн.: Проблемы геологии и методы геохимических и геофизических исследований. Новосибирск: Наука, 1972, с. 78-80.

Ермолов П.В. Герцинские интрузивные серии западной части Зайсанской складчатой системы (Восточный Казахстан). - Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геол. - мин. наук. Новосибирск, 1972а, 23 с.

Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарева А.П. и др. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. 245 с.

Ермолов П.В., Лопатников В.В., Тянь В.Д., Кашапов Т.К. О гетерогенности позднегерцинских гранитоидов Зайсанской складчатой области (Восточный Казахстан). - Геол. и геофиз., 1975, № 9, с. 62-72.

Ермолов П.В., Тянь В.Д. Распределение железа между сосуществующими биотитами и амфиболами в магматических породах. - Геохимия, 1976, № 4, с. 552-559.

Ермолов П.В., Тянь В.Д., Кузубный В.С. и др. Гранаты герцинских и гранитоидов Зайсанской складчатой системы. - Записки ВМО, 1977а, ч. 106, вып. 6, с. 659-666.

Заварицкий А.Н. Петрография Бердяшского плутона: Избранные труды. Т. П. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 349-666.

Иванов А.И., Хитрунов А.Т. Интрузивные комплексы хребта Джунгарский Алатау и их абсолютный возраст. - Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1968, № 6, с. 50-61.

Изох Э.П. Гипербазит-габбро-гранитный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1965, 138 с.

Изох Э.П. О классификации габбро-гранитных серий в металлогенических целях. - В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 2. М.: Наука, 1972, с. 16-21.

Изох Э.П. Принципы диагностики гранитоидных формаций с различной металлогенической специализацией для целей прогнозирования. - В кн.: Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоносности. Новосибирск, 1976, с. 25-48.

Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 137 с.

Кадик А.А. Физические условия появления расплава на контакте с интрузивными порциями магмы при естественной конвекции расплава. - Геохимия, 1970, № 4, с. 460-474.

Каталог определений возраста горных пород радиологическими методами. Восточный Казахстан. М.: Недра, 1979. 598 с.

Кележинкас К.Б. Неоднородность давления при метаморфизме зонального комплекса Южно-Чуйского хребта (Горный Алтай). - Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 1, с. 192-195.

Комлев Л.В. Абсолютный возраст гранитных интрузий Центрального и Северного Казахстана и шкала геологического времени. - В кн.: Определе-

ние абсолютного возраста дочетвертичных формаций. М.: Изд-во АН СССР 1960, с. 208-221.

Конников Э.Г. Экспериментальные данные о возможном источнике меди в рудах Чинейского плутона. - В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1978, с. 96-97.

Конников Э.Г., Ермолов П.В., Добрецов Г.Л. Петрология сининверсионных габбро-гранитовых серий. Новосибирск: Наука, 1977. 142 с.

Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2, с. 56-69.

Коржинский Д.С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. - В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 1. М.: Наука, 1972, с. 144-153.

Кузубный В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогенические особенности. Автореф. дис. на соиск. учен. степ. д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 1973. 51 с.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 385 с.

Кузнецов Ю.А. О главных формах гранитоидного магматизма и механизма образования гранитоидных тел. - Геол. и геофиз., 1966, № 6, с. 3-15.

Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М.: Наука, 1969, с. 7-9.

Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. - Геол. и геофиз., 1967, № 10, с. 108-121.

Кулик Н.А. Аксессуарный гранат лейкократовых пород Актаусского интрузива. - Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук, 1962, вып. 13, № 312, с. 222-233.

Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 207 с.

Леонтьев А.Н. Структурное положение формаций эвтектоидных гранитов и связанных с ними редкометалльных месторождений. - В кн.: Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974, с. 80-102.

Леонтьев А.Н. Строение гранитоидных формаций и возможности его генетического истолкования. - В кн.: Формационное и фациальное расчленение гранитоидов. Свердловск, 1975, с. 47-52.

Лепезин Г.Г., Ушакова Е.Н. Новые данные по стратиграфии и метаморфизму нагорья Сангилен (Тува). - Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 5, с. 1212-1215.

Летников Ф.А. Особенности формирования гранитоидов в древних метаморфических комплексах. - Геол. и геофиз., 1972, № 4, с. 3-8.

Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 214 с.

Летников Ф.А., Красильникова А.В., Степаненко Н.И. и др. Расчленение гранитоидов Кокчетавской глыбы на основании минералогическо-геохимических исследований. - В кн.: Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана. Т. 1. Алма-Ата: Наука, 1968, с. 187-191.

Лозовая Л.С., Попов Ю.Н. Геохронология гранитоидов и постмагматических метасоматитов восточного склона Южного Урала. - В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения. М.: Наука, 1966, с. 195-204.

- Ляхович В.В., Аксессуары минералы. М.: Наука, 1968. 275 с.
- Майрин С.Е., Шлыгин А.Е. Основные черты геологического развития Джунгарского Алатау. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, Алма-Ата, 1964, с. 15-31.
- Майрин С.Е., Шлыгин А.Е. Интрузивный магматизм. - В кн.: Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата: Наука, 1966, с. 96-108.
- Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3, с. 20-37.
- Маракушев А.А., Тарарин И.А., Залишак Б.Л. Минеральные фации кислотности-щелочности гранитоидов бедных кальцием. - В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966, с. 5-72.
- Марин Ю.Б. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. 144 с.
- Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.
- Морозова И.М., Спринцзон В.Д., Алферовский А.А. О характере выделения изотопа Ar^{40} из биотитов зоны контактового метаморфизма. - Геохимия, 1973, № 5, с. 732-738.
- Муратов М.В. Структурные комплексы и этапы геосинклинальных складчатых областей. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1963, № 6, с. 3-23.
- Найденов Б.М., Ефимов И.А., Семенова Т.В., Халилов В.А. Радиологическое датирование цирконов докембрийских комплексов пород Южного Казахстана. - В кн.: Проблемы геохронологии и изотопной геологии. М.: Наука, 1981, с. 114-132.
- Ненашев Н.И. О продолжительности формирования некоторых массивов изверженных пород Якутии и сопредельных районов в абсолютном летоисчислении. - В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения. М.: Наука, 1966, с. 347-351.
- Ненашев Н.И. Калий-аргоновое датирование в познании условий и времени становления гранитоидных массивов. - В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1974, с. 203-216.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Геохронология и проблемы генезиса гранитоидов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980. 239 с.
- Никитченко И.И. Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя Джунгарского Алатау. - Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1978, № 5, с. 1-14.
- Никитченко И.И., Дубовский А.Г., Смирнов А.В. К вопросу о рудоконтролирующих факторах полиметаллического оруденения в Джунгарском Алатау. - Записки Казахского отделения ВМО, 1975, вып. 1 с. 46-48.
- Никитченко И.И., Смирнов А.В., Дубовский А.Г. Результаты доизучения древних толщ Джунгарского Алатау. - В кн.: Применение новых видов и методик геолого-съёмочных работ в условиях Казахстана. Алма-Ата, 1973, с. 90-93.
- Осидов М.А. О возможности выделения интрузивных комплексов по соотношению с глубинными дайками. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 2, с. 148-150.
- Паталаха Е.И., Авдеев А.В. О механизме подъема магм. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1975, № 5, с. 132-136.
- Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970, 391 с.
- Петров В.П. Проблемы и задачи современной петрографии. - В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974, с. 20-38.

Половинкина Ю.И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Ч. 2. Т. 1. М.: Недра, 1966. 424 с.

Поляков Г.В., Фирсов Л.В., Телешев А.Е. и др. Калий-аргоновый возраст раннепалеозойских гранитоидов Восточного Саяна по породам и биотиту. - Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 4, с. 935-937.

Попов В.С. Причины плавления, приводящего к образованию магм. - Геохимия, 1977, № 4, с. 516-524.

Попов Н.В., Добрецов Г.Л. Минералого-петрохимические особенности подихронных гранитоидных плутонов. - В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 146-164.

Поспелов Г.Л. О месте магматизма в энергостоксовых геодинамических системах. - В кн.: Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып. 213. Новосибирск: Наука, 1973, с. 290-308.

Потапьев В.В. О связи гидротермального оруденения с многофазными гранитоидными массивами. - В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск: Наука, 1971, с. 131-151.

Потапьев В.В., Маликова И.Н. Баланс вещества в процессе формирования Каркаралинского плутона. Новосибирск: Наука, 1974. 250 с.

Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1939. 266 с.

Рвердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970. 271 с.

Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия и палеозоя Восточного Казахстана. Л., 1976. 186 с.

Розен О.М. Стратиграфия и особенности магматизма раннего докембрия Кокчетавского массива. - В кн.: Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана. Т. 1. Алма-Ата: Наука, 1968, с. 90-98.

Розен О.М., Серых В.И., Боршевский Ю.А. и др. О соотношении данных по абсолютному возрасту пород докембрия и прорывающих их каледонских гранитоидов на примере Кокчетавского массива. - В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения. М.: Наука, 1966, с. 225-236.

Рубинштейн М.М. К вопросу потерь аргона калиевыми полевыми шпатами и о геологическом значении этого явления. - В кн.: Тр. VII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 361-369.

Румянцева Н.А. О порфиروбластических и орбикулярных гранитах Чиконского массива. - В кн.: Материалы по петрологии гранитоидов Забайкалья. М.: Госгеолтехиздат, 1962, с. 49-58.

Семенов А.И. Интрузивные комплексы Джунгарского Алатау. - Инф. сб. ВСЕГВИ, 1960, № 28, с. 19-30.

Семенова Т.П., Монич В.К. Сравнительные данные абсолютного возраста, полученные аргоновым методом по породе в целом и по цветным минералам, выделенным из породы. - В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964, с. 369-372.

Соболев В.С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. XIII чтения им. В.И. Вернадского. М.: Наука, 1973. 34 с.

Тарарин И.А. Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М.: Наука, 1971. 142 с.

Томиленко А.А., Чупин В.П. Термобарогеохимия метаморфических комплексов. Новосибирск: Наука, 1982.

Томсон И.Н., Фаворская М.А. О типах очаговых структур и связи с ними оруденения. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. М.: Наука, 1973, с. 49-65.

Тян В.Д., Ермолов П.В., Попов Н.В., Рафиков Т.К. О магматической природе самородного железа в гранитоидах и продуктах его окисления. - Геол. и геофиз., 1976, № 5, с. 48-54.

Ушакова Е.Н. Биотиты метаморфических пород. М.: Наука, 1971. 345 с.

Ушакова Е.Н. Биотиты магматических пород. Новосибирск: Наука, 1980. 327 с.

Фации метаморфизма / Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С. и др. М.: Недра, 1970. 430 с.

Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 287 с.

Филатова Н.И. Конечные стадии геосинклинального развития Северной и Центральной Джунгарии. М.: Наука, 1972. 142 с.

Фирсов Л.В. О мезозойском магматизме Северо-Востока СССР в свете определений абсолютного возраста. - Изв. вузов, геол. и разведка, 1960, № 10, с. 12-20.

Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана / Изох Э.П., Юдаевич З.А., Пономарева А.П. и др. Новосибирск: Наука, 1975. 518 с.

Хорошилов Л.В., Елисеева О.П., Лисицина Г.А., Иванов И.Б. Возраст и геолого-тектоническое положение главнейших интрузивных комплексов Северного Казахстана. - В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Наука, 1970, с. 282-302.

Шарапов В.Н., Голубев В.С. Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск: Наука, 1976. 237 с.

Шинкарев Н.В. Физико-химическая петрология изверженных горных пород. Л.: Наука, 1970. 248 с.

Шкодзинский В.С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск: Наука, 1976. 223 с.

Шлыгин А.Е., Майрин С.Е., Азбель К.А. и др. Магматические комплексы Джунгарского Алатау. - В кн.: Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана. Т. 1. Алма-Ата: Наука, 1968, с.166-173.

Шлыгин А.Е., Казанин Ю.И. Принципы корреляции и методика изучения метаморфических толщ Джунгарского Алатау. - Там же, 1968, с.174-179.

Шугрин Э.К., Волков Я.С., Семенова Т.П. Абсолютный возраст саурского интрузивного комплекса в пределах хребтов Саур и Сайкан (Восточный Казахстан). - В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Наука, 1970, с.309-314.

Шульга В.И. Гранитоидные комплексы Восточной части Северного Казахстана. - В кн.: Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана. Т. 1. Алма-Ата: Наука, 1968, с. 99-112.

Элдер Д. Количественное лабораторное изучение динамических моделей магматических интрузий. - В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 213-229.

Evernden J.F. et. al. Argon diffusion in glauconit, microcline, sanidine, leucite and phlogopite. - Amer. J. Sci., 1960, vol. 258.

Hanson G.N., Gast P.W. Cinetic studies in contact metamorphic zones. - Geohim., et Cosmochim. Acta, 1967. vol. 31, n. 7.

Hart S.R. Petrology and isotopik-mineral age relation in contact metamorphic zone. - J. Geol., 1964, vol. 72, n. 5.

Vance J.A. Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning. - J. Geol., 1965, vol. 73, n. 4.

Таблица 1

Химические составы магматических пород Мынчукурско-Арасанского плутона

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	2	3	4	5	6	7	8
1	543/2	69,58	0,28	15,17	0,47	2,44	0,04
2	543/3	69,65	0,29	15,46	0,83	2,15	0,04
3	528/1	68,34	0,41	16,15	0,88	2,01	0,04
4	528/6	70,75	0,22	15,12	0,24	1,72	0,04
5	548/7	67,05	0,38	15,94	0,51	3,59	0,05
6	549	69,65	0,33	15,50	1,64	1,01	0,03
7	550/1	69,78	0,23	15,07	0,13	2,78	0,09
8	219	73,00	0,42	14,50	0,86	1,31	0,14
9	272	74,20	0,21	14,02	0,62	1,20	0,07
10	274	72,30	0,40	15,50	0,23	1,34	0,12
11	162	73,80	0,47	14,10	0,59	2,01	0,10
12	172	70,25	0,54	14,50	1,49	1,19	0,10
13	326	67,00	0,50	16,80	-	2,49	0,12
14	316	70,38	0,29	13,98	0,36	4,76	0,03
15	319	70,48	0,37	13,66	1,07	4,12	0,03
16	426	69,44	0,40	14,55	1,42	4,32	0,06
17	499/1	74,52	0,31	12,59	0,72	2,44	0,03
18	160a	72,60	0,43	13,47	0,30	2,07	0,10
19	411	69,15	0,33	14,87	0,34	2,87	0,02
20	413	71,63	0,29	14,22	0,30	3,16	0,02
21	414a	77,85	0,19	10,97	0,51	1,58	0,02
22	415/3	74,14	0,21	12,54	0,80	2,01	0,02
23	493/5	74,90	0,16	13,10	0,32	2,01	0,01
24	495	77,50	0,16	11,04	0,77	1,58	0,01
25	501	76,23	0,20	12,34	0,68	1,43	0,01
26	560/1	68,07	0,33	14,96	0,62	3,01	0,04
27	561/1	70,69	0,30	13,54	0,04	2,87	0,04
28	561/2	69,81	0,24	14,27	0,05	3,16	0,03
29	553/1	73,18	0,12	13,03	0,16	2,15	0,02
30	553/3	73,79	0,15	12,76	0,02	3,16	0,03
31	553/5	69,49	0,41	14,52	0,69	2,73	0,04
32	553/10	73,99	0,16	12,62	0,35	2,15	0,03
33	559/1	74,05	0,13	12,67	0,66	1,58	0,03
34	78	75,00	0,52	12,00	0,93	1,93	0,12
35	79	69,00	0,72	13,20	2,65	2,23	0,16
36	103	73,40	0,29	14,30	-	1,79	0,11
37	103	72,40	0,75	14,20	0,27	1,33	0,07
38	104	74,00	0,26	14,30	0,10	1,64	0,10
39	106	75,30	0,20	12,60	0,10	1,64	0,09

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п	Сумма	f
9	10	11	12	13	14	15	16	17
0,73	2,33	4,50	3,27	0,11	-	0	98,92	69,0
0,60	2,22	4,44	3,33	0,10	-	0	99,11	72,7
1,10	3,51	4,88	1,36	0,12	-	0,90	99,70	61,5
0,60	2,22	4,28	3,16	0,10	-	0,47	98,92	63,4
1,16	3,20	5,00	1,51	0,13	-	0,78	99,30	68,3
0,89	3,19	4,68	1,87	0,12	-	0,07	98,98	61,4
0,54	2,44	4,80	2,52	0,09	-	0,37	98,84	75,9
0,70	1,70	4,04	3,29	-	-	0,22	100,18	62,5
0,23	1,05	3,80	4,10	0,04	-	0,69	100,23	80,7
0,70	0,90	3,68	4,34	-	-	0,38	99,89	55,3
0,70	1,00	2,72	4,83	-	-	0,16	100,48	67,0
1,57	0,56	1,46	6,58	-	-	2,02	100,26	47,5
0,41	1,80	4,24	5,36	-	-	1,48	100,20	73,3
0,94	0,80	2,48	5,52	0,25	-	0,37	100,16	75,2
0,90	1,31	2,15	4,83	0,16	-	0,93	100,01	78,1
1,49	1,21	1,33	4,05	0,19	-	1,24	99,70	67,8
0,23	0,22	2,48	5,62	0,17	-	0,91	100,24	87,5
0,54	1,10	2,45	5,99	0,30	-	0,97	100,62	72,0
0,53	1,59	3,00	5,49	0,16	-	1,16	99,51	77,6
0,51	0,91	2,84	5,24	0,13	-	0,93	100,18	80,0
0,21	0,21	1,66	5,35	0,77	-	1,13	99,85	84,8
0,14	0,34	2,36	5,38	0,20	-	0,98	99,12	90,5
0,21	0,36	2,50	5,65	0,16	-	0,77	100,15	86,5
0,16	0,43	1,80	4,84	0,18	-	1,69	100,16	88,6
0,44	0,20	1,80	4,95	0,17	-	1,42	99,87	71,8
0,65	1,75	2,44	6,27	0,12	-	0,77	99,03	75,4
0,40	1,74	2,64	5,37	0,12	-	1,92	99,67	80,4
0,48	1,14	3,00	5,58	0,09	-	1,23	99,08	78,9
0,14	0,60	2,64	5,60	0,12	-	0,84	98,60	88,9
0,33	0,58	2,34	5,47	0,12	-	0,37	99,12	84,6
0,76	1,22	2,86	5,19	0,12	-	1,26	99,29	70,8
0,35	0,66	2,56	5,45	0,12	-	0,74	99,18	79,5
0,17	0,71	2,46	5,29	0,12	-	1,01	98,88	88,2
0,65	1,15	5,24	2,61	-	-	0,36	100,51	70,5
1,30	3,50	4,37	3,22	-	-	0,30	100,65	66,6
0,40	1,45	4,46	3,55	-	-	0,60	100,35	71,5
0,58	1,03	4,50	3,40	0,12	0,10	0,93	99,68	70,8
0,40	1,40	5,10	3,25	-	-	0,42	100,97	70,6
0,40	0,38	4,55	3,11	-	-	1,28	99,65	70,6

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8
40	108	73,10	0,36	14,50	0,12	1,71	0,09
41	142	72,00	0,52	14,75	0,36	1,49	0,14
42	179	75,00	0,20	14,30	-	1,49	0,10
43	226	69,78	0,15	16,30	0,60	2,69	0,04
44	301	66,96	0,27	15,43	0,40	4,35	0,06
45	303	68,76	0,26	15,90	0,87	2,79	0,06
46	307/3	68,85	0,18	15,67	0,53	4,12	0,03
47	312	68,38	0,16	15,73	0,14	4,00	0,03
48	421/3	41,31	0,57	6,09	2,79	11,52	0,18
49	421/1	45,76	0,73	9,98	2,18	10,34	0,17
50	325/3	45,37	1,90	19,09	1,25	7,92	0,11
51	519a	47,68	0,74	14,61	1,08	8,27	0,15
52	224/1	50,25	0,71	13,95	1,22	8,00	0,26
53	224/1	50,50	0,90	14,15	1,24	7,88	0,11
54	224/2	52,35	0,61	12,40	0,75	9,27	0,24
55	224,2	51,80	0,92	10,25	1,52	9,21	0,20
56	224/3	54,50	0,86	7,50	1,00	10,36	0,30
57	224/3	54,10	0,80	7,10	0,67	10,69	0,17
58	224/4	53,00	0,80	11,55	1,50	6,79	0,27
59	224/4	52,90	1,05	9,90	2,80	6,27	0,12
60	505a	51,49	0,72	17,10	1,63	7,29	0,10
61	346	52,00	0,67	10,90	1,78	8,43	0,25
62	2056	53,14	0,63	7,88	0,60	9,96	0,18
63	61a	55,70	1,55	17,90	0,37	5,46	0,11
64	616	60,00	0,96	15,60	1,73	5,06	0,20
65	616	57,80	0,87	17,25	0,20	4,72	0,11
66	63в	64,40	0,87	15,36	1,69	3,65	0,16
67	63в	64,60	0,75	16,80	1,22	3,54	0,07
68	188в	60,30	1,10	16,30	1,38	5,43	0,18
69	190a	60,60	0,92	16,00	0,91	4,76	0,18
70	190a	60,70	1,42	16,40	1,62	4,35	0,14
71	193	62,00	0,98	16,70	1,07	5,03	0,18
72	193	61,30	1,47	17,25	2,93	2,99	0,07
73	240	62,80	1,05	15,90	1,68	5,29	0,10
74	240	58,00	1,52	16,74	16,71	5,35	0,12
75	5196	53,80	0,79	15,40	2,03	6,77	0,15
76	521a	57,48	0,99	17,31	1,25	6,17	0,14
77	114	67,50	0,60	14,00	0,49	3,42	0,11
78	189	65,00	0,87	15,80	0,75	3,50	0,15
79	68	73,60	0,48	12,00	-	2,83	0,14
80	69	70,45	0,39	15,40	0,67	2,31	0,09
81	70	70,40	0,60	13,05	0,88	3,72	0,12
82	121	70,00	0,70	13,00	0,78	3,57	0,16
83	123	68,50	0,73	14,30	0,68	3,57	0,16
84	127	70,20	0,60	14,20	0,38	3,20	0,13
85	127	70,00	0,30	14,55	0,89	2,80	0,03
86	188a	68,50	0,68	15,80	0,57	3,12	0,11

9	10	11	12	13	14	15	16	17
0,70	1,53	4,73	3,36	-	-	0,56	100,76	59,3
0,80	0,95	4,82	3,43	-	-	0,86	100,12	56,0
0,15	1,20	4,50	3,67	-	-	0,06	100,67	84,8
0,44	0,85	4,30	3,16	0,11	0,24	0,93	99,59	80,5
0,78	3,80	4,75	2,21	0,11	0,15	0,45	99,72	77,2
1,12	2,38	4,45	2,70	0,14	0,11	0,23	99,77	64,1
0,41	1,88	4,30	2,79	0,11	0,10	0,92	99,89	86,3
1,15	1,93	4,82	3,05	0,14	0,13	0,53	100,19	66,8
27,24	3,47	0,92	0,55	0,06	0,51	3,50	98,71	22,4
20,26	5,99	1,80	0,59	0,08	0,38	0,78	99,04	25,4
6,96	11,45	2,24	0,50	0,23	0,06	2,62	99,70	42,1
14,30	5,70	2,86	0,29	-	0,21	4,10	99,99	26,6
10,70	9,45	1,68	0,62	-	-	3,58	100,42	32,3
11,10	9,01	1,55	0,70	0,25	0,26	1,98	99,63	30,3
13,25	6,45	1,45	0,34	-	-	2,53	99,64	29,6
14,71	5,66	1,40	0,39	0,23	0,61	3,23	100,13	27,3
18,55	4,18	1,21	0,50	-	-	0,98	99,94	25,4
19,63	3,70	1,07	0,52	0,17	0,42	0,68	99,72	23,9
11,00	11,38	1,70	0,55	-	-	1,31	99,85	29,3
10,91	11,53	1,60	0,57	0,25	0,22	1,96	100,12	28,2
9,14	7,00	2,72	0,83	-	0,20	2,04	100,24	34,9
16,25	5,25	1,46	0,56	-	0	2,18	99,73	25,7
20,00	3,25	1,44	0,57	-	0,20	2,30	100,15	22,7
4,25	8,10	2,90	1,18	0,25	0,08	1,71	99,56	42,6
4,30	7,10	3,06	1,66	-	-	0,82	100,49	46,3
4,35	8,10	2,90	1,58	0,18	0,14	1,37	99,57	38,0
2,05	5,15	3,60	2,37	-	-	0,48	99,78	58,6
1,09	4,37	3,50	2,25	0,33	0,08	0,97	99,57	67,8
2,80	5,40	3,68	2,28	-	-	0,76	99,61	57,2
4,30	5,80	3,60	2,15	-	-	0,72	99,94	42,1
2,68	5,53	3,55	2,20	0,31	0,10	1,14	100,14	51,4
2,50	6,40	3,74	2,01	-	-	0,22	99,83	57,3
1,57	5,92	3,75	1,92	0,30	0,14	0,85	100,46	60,1
1,70	5,50	3,40	2,12	-	-	0,86	100,40	69,2
3,20	5,92	3,30	1,95	0,34	0,32	1,56	100,03	52,1
8,10	6,66	2,80	1,62	-	0,13	2,09	100,34	37,3
3,80	5,97	3,94	1,96	-	0,16	1,00	100,17	51,8
3,10	2,85	3,88	3,51	-	-	0,62	100,08	41,1
2,45	3,42	4,02	3,10	-	-	0,48	99,54	48,9
0,65	2,00	3,96	4,10	-	-	0,22	99,98	70,9
0,45	1,87	4,02	4,31	-	-	0,18	100,14	78,4
1,31	2,97	4,44	3,08	-	-	0,30	100,92	65,9
1,30	3,30	4,14	3,05	-	-	0,50	100,50	64,8
1,42	3,95	3,94	3,16	-	-	0,52	100,93	62,3
1,20	3,00	3,94	3,74	-	-	0,26	100,85	62,3
0,83	2,57	3,70	3,65	0,18	0,18	0,79	100,47	68,2
1,30	3,00	3,74	3,33	-	-	0,54	100,69	61,0

Окончание табл. 1.

1	2	3	4	5	6	7	8
87	190	71,00	0,56	14,00	-	2,98	0,16
88	190	70,50	0,57	14,20	0,90	2,43	0,05
89	1916	71,20	0,40	13,63	0,65	2,68	0,08
90	192	70,50	0,60	13,60	0,74	3,19	0,12
91	213	71,00	0,54	14,50	0,56	2,49	0,15
92	215	70,80	0,50	15,10	-	3,75	0,14
93	277	73,35	0,38	11,50	-	2,53	0,09
94	277	72,00	0,50	13,75	1,64	2,28	0,03
95	67	71,00	0,52	13,50	1,70	1,64	0,11
96	72	75,50	0,23	12,90	-	1,86	0,08
97	185e	73,10	0,35	14,10	1,33	1,11	0,12
98	197	74,00	0,46	14,20	-	1,71	0,14
99	198	74,10	0,41	14,15	-	1,74	0,09
100	282	74,30	0,32	12,43	0,21	2,08	0,12
101	71	75,50	0,25	12,60	-	1,86	0,10
102	73	73,80	0,15	14,20	0,50	1,34	0,08
103	184a	74,60	0,26	14,20	-	1,71	0,09
104	185a	73,40	0,20	15,60	0,16	1,26	0,10
105	185д	73,00	0,25	15,55	0,38	1,11	0,08
106	186	72,00	0,61	14,50	0,35	2,23	0,15
107	186	74,80	0,22	12,60	0,42	1,92	0,07
108	234	73,00	0,30	13,00	1,11	1,04	0,11
109	278	73,00	0,26	14,50	0,25	2,14	0,08
110	278	75,00	0,25	12,45	0,26	2,06	0,05
111	279	75,50	0,18	12,30	0,49	1,19	0,09
112	287	75,00	0,28	12,10	0,09	2,28	0,10
113	288	73,65	0,23	14,00	0,23	2,04	0,09
114	244a	65,50	0,80	16,10	0,57	3,39	0,14
115	244a	65,30	0,92	16,10	1,24	3,02	0,05
116	265	60,00	1,00	15,00	3,06	4,08	0,14
117	244	73,90	0,40	12,50	-	2,37	0,08
118	244	71,80	0,50	14,30	0,38	2,14	0,04
119	259	74,00	0,41	13,60	0,11	2,08	0,12
120	259a	73,00	0,32	14,40	0,52	1,71	0,09
121	263	73,90	0,40	15,30	0,26	1,49	0,09
122	268a	74,00	0,24	15,30	0,20	1,34	0,10
123	276	74,00	0,16	14,65	0,53	1,34	0,07
124	293	72,00	0,56	13,90	1,13	2,75	0,14
125	294	75,00	0,40	13,10	0,60	1,27	0,18
126	296a	70,00	0,70	14,00	0,54	3,65	0,14
127	297	66,00	0,68	17,30	0,92	2,71	0,10
128	345	73,00	0,44	13,40	0,26	2,04	0,12

Примечание. 1-10 - тентексайский комплекс, 1-7 - Пл-гранито-гней-фириды); 18-33 - басканский комплекс (милонитизированные граниты из Мын-комплекс (Пл-граниты); 48-76 - теректинский комплекс (1 фаза - 48-корт-блендит, 52,53 - амфиболовое габбро, 50,54,55,58-60 - габбро-нориты; П-78 и граниты 79-94); 95-113 - ойсазский комплекс (аляскиты 95-100; нодиориты 114-116 и граниты 117-128).

9	10	11	12	13	14	15	16	17
1,30	2,76	3,52	3,62	-	-	0,38	100,28	56,2
0,55	2,83	3,40	3,65	0,21	0,18	0,49	99,96	75,0
0,95	2,40	3,82	3,75	-	-	0,38	99,94	65,8
1,15	2,50	3,44	3,79	-	-	0,42	100,05	65,3
0,60	2,20	3,74	4,16	-	-	0,12	100,06	73,7
1,10	3,30	4,12	2,85	-	-	0,26	101,92	65,6
1,20	2,10	3,80	4,17	-	-	1,64	100,76	54,2
0,50	1,63	3,90	3,78	0,06	0,08	0,22	100,37	77,8
0,90	2,00	3,90	4,49	-	-	0,08	99,84	66,4
0,15	0,90	4,08	4,43	-	-	0,38	100,51	87,4
0,35	1,12	3,88	4,80	-	-	0,06	100,32	78,7
0,71	1,00	3,74	4,35	-	-	0,16	100,47	57,4
0,70	1,70	3,74	4,48	-	-	0,12	101,23	58,2
0,40	1,40	3,30	4,63	-	-	0,88	100,07	76,1
0,30	1,00	3,90	4,54	-	-	0,16	100,21	77,6
0,20	0,95	3,67	4,14	-	-	0,10	100,13	83,4
0,30	1,33	3,56	4,77	-	-	0,06	100,88	76,2
0,40	0,60	3,32	5,20	-	-	0,14	100,38	66,3
0,80	0,65	3,44	4,84	-	-	0,28	100,38	50,4
0,70	0,95	3,74	4,52	-	-	0,46	100,21	67,1
0,37	1,03	3,60	4,35	0,45	0,12	0,49	100,44	76,3
0,60	1,75	4,25	4,27	-	-	0,10	99,53	65,6
0,75	1,50	3,62	4,49	-	-	0,24	100,83	63,9
0,09	1,03	3,70	4,35	0,10	0,20	0,39	99,93	91,2
0,30	0,50	3,68	4,94	-	-	1,10	100,27	75,3
0,35	1,35	3,55	4,64	-	-	0,64	100,38	79,1
0,10	1,15	3,62	4,62	-	-	0,30	100,03	92,6
1,60	4,10	3,90	2,89	-	-	0,70	99,69	57,8
1,11	4,19	3,95	2,90	0,18	0,26	1,00	100,22	67,5
3,90	6,90	4,18	1,67	-	-	0,30	100,23	49,6
1,20	3,00	3,83	3,14	-	-	0,46	100,88	52,5
0,83	2,19	3,70	3,10	0,10	0,18	0,48	99,74	61,1
1,00	3,00	4,18	1,90	-	-	0,06	100,46	54,9
0,55	1,55	3,76	4,12	-	-	0,04	100,06	68,9
0,50	0,45	3,76	4,32	-	-	0,32	100,79	65,9
0,30	1,50	3,83	3,92	-	-	0,04	100,77	74,0
0,40	1,00	3,68	4,26	-	-	0,30	100,39	71,8
0,87	2,55	3,62	3,69	-	-	0,16	101,37	70,8
0,40	1,70	3,55	4,33	-	-	0,12	100,65	71,7
1,30	4,10	3,83	2,22	-	-	0,64	101,12	64,1
1,10	3,67	3,76	2,62	-	-	1,26	100,12	64,3
0,70	2,25	3,70	3,74	-	-	0,66	100,31	64,5

сы, 8-10 - двуслюдяные граниты с Gr; 11-17 - шортандинский комплекс (порчукурского (18-28) и Басканского (29-33) блоков; 34-47 - мынчукурский ландит, 49 - габбро-перидотит, 56,57,61,62 - оливиновые габбро, 51 - горнфаза - 63-76 - диориты); 77-94 - койтасский комплекс (гранодиориты 77-лейкократовые граниты 101-113); 114-126 - салдыктасский комплекс (гра-
9 Заказ № 202

Таблица П

Химический состав слюд из метаморфических и магматических пород
Мынчукурско-Арасанского плутона

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Сумма	f
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	219	46,7	0,30	31,8	3,47	0,59	0,58	10,43	-	93,87	76,9
2	272	47,2	0,06	34,0	3,33	0,23	0,53	10,46	-	95,81	90,5
3	274	45,6	0,20	33,8	3,61	0,32	0,40	10,86	-	94,79	86,9
4	158	49,6	0,31	31,7	2,72	1,16	0,17	10,54	-	96,20	55,5
5	159	47,0	0,67	34,6	1,32	0,67	1,08	9,68	-	95,02	50,0
6	162	46,6	0,94	32,3	3,06	1,03	0,31	10,37	-	94,61	63,0
7	165	48,7	0,57	31,2	3,39	1,51	0,50	10,63	-	96,50	55,9
8	160а	48,6	0,47	30,0	4,68	1,66	0,25	10,89	-	96,55	60,5
9	306	48,0	0,98	33,4	2,36	0,92	0,44	10,48	-	96,58	59,1
10	78	48,7	0,22	29,3	5,10	1,74	0,39	10,85	-	96,30	63,0
11	103	48,6	0,76	32,9	2,28	0,95	0,29	10,70	-	96,48	59,1
12	104	49,4	0,26	33,1	2,08	0,86	0,33	10,68	-	96,71	54,5
13	106	48,4	1,41	31,8	4,38	0,75	0,23	10,76	-	97,73	77,4
14	108	47,7	0,91	32,2	3,74	0,76	0,48	10,82	-	96,61	77,4
15	142	46,9	0,87	32,4	3,40	0,81	0,72	10,55	-	95,65	70,4
16	179	46,9	1,07	30,6	4,36	1,02	0,39	10,60	-	94,94	71,4
17	219	-	2,05	-	23,1	9,36	0,10	-	-	-	58,0
18	78	-	1,54	-	23,0	9,23	0,10	-	-	-	58,2
19	79	-	1,54	-	22,2	9,94	0,08	-	-	-	55,6
20	103	-	0,92	-	30,7	9,65	0,08	-	-	-	64,0
21	104	-	4,40	-	22,0	9,90	0,08	-	-	-	55,5
22	179	-	0,68	-	24,7	7,82	0,07	-	-	-	63,9
23	346	39,4	3,71	15,0	12,6	18,3	0,12	8,98	0,05	98,09*	27,1
24	61а	-	2,17	-	19,2	13,3	0,13	-	-	-	44,8
25	616	37,8	2,67	15,2	18,3	12,5	0,17	9,57	0,35	96,06	45,2
26	616	-	2,88	-	17,4	16,1	0,16	-	-	-	37,8
27	63в	37,6	2,58	15,2	19,4	9,93	0,10	8,74	0,32	93,55	52,3
28	63в	-	3,53	-	20,9	9,58	0,08	-	-	-	55,0
29	188в	-	3,36	-	23,3	9,21	0,09	-	-	-	58,7
30	190а	40,8	2,55	14,4	20,9	11,2	0,06	8,09	0,49	97,79	51,0
31	190а	-	4,70	-	22,6	10,3	0,08	-	-	-	54,8
32	193	36,8	2,92	14,4	21,5	8,46	0,08	10,10	1,01	93,84	58,8
33	193	-	3,46	-	22,1	9,39	0,06	-	-	-	56,9
34	240	-	3,88	-	21,8	10,96	0,09	-	0,90	-	52,7
35	114	38,0	3,42	14,0	23,1	9,95	-	9,73	0,87	97,14	58,6
36	114	-	3,30	-	24,6	9,42	0,14	-	-	-	59,4
37	189	-	3,54	-	24,1	9,08	0,08	-	0,91	-	52,8
38	68	38,2	2,98	12,8	26,7	7,14	0,04	8,91	-	96,77	68,1
39	68	-	1,74	-	26,5	7,20	0,08	-	-	-	67,3
40	69	-	3,45	-	26,1	6,82	0,08	-	-	-	68,2
41	70	-	3,69	-	24,9	8,70	0,14	-	-	-	61,6

Продолжение табл. П

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
42	121	-	4,19	-	23,2	8,70	0,19	-	0,97	-	59,8
43	123	37,6	3,35	12,0	22,0	9,36	-	9,64	-	93,95	56,8
44	127	-	4,05	-	25,1	9,51	0,06	-	1,01	-	62,3
45	188a	-	2,50	-	21,2	10,90	0,10	-	0,98	-	52,2
46	190	39,6	3,51	13,3	21,0	9,82	0,06	9,03	1,03	95,89	52,8
47	191b	-	3,87	-	23,4	9,06	0,12	-	1,15	-	59,3
48	192	37,1	3,25	12,6	23,3	8,20	0,08	10,09	1,17	94,13	61,2
49	213	-	3,69	-	27,9	6,65	0,06	-	-	-	70,2
50	215	-	4,00	-	24,2	8,45	0,08	-	0,94	-	61,5
51	277	36,5	3,68	14,6	28,3	6,50	-	8,91	1,39	95,31	70,8
52	289	37,1	2,71	13,1	23,9	9,08	-	9,13	1,03	94,59	59,6
53	67	35,8	1,98	15,8	31,9	1,43	-	9,34	1,27	95,72	92,6
54	72	34,8	2,38	14,4	33,4	1,30	-	9,19	1,06	95,02	93,5
55	185e	-	2,75	-	30,4	1,38	0,07	-	-	-	92,3
56	197	-	3,23	-	33,6	1,66	0,11	-	1,18	-	92,9
57	198	-	2,43	-	31,6	0,97	0,11	-	1,15	-	94,8
58	282	-	3,29	-	32,8	2,20	0,04	-	-	-	89,2
59	71	35,9	4,02	12,6	29,4	3,45	0,04	8,28	1,03	93,26	83,1
60	73	36,5	2,23	13,3	28,9	5,02	0,09	9,02	1,32	93,49	79,4
61	185a	-	3,25	-	27,2	5,48	0,07	-	-	-	73,5
62	185a	-	4,17	-	30,1	5,98	0,07	-	-	-	73,9
63	184a	-	3,35	-	27,9	5,58	0,04	-	-	-	73,6
64	184a	-	3,41	-	28,3	5,29	0,04	-	1,32	-	75,0
65	186	35,5	3,55	14,5	30,2	3,82	0,07	8,98	0,73	96,32	81,5
66	186	-	4,09	-	35,1	3,93	0,07	-	-	-	83,3
67	278	35,0	3,45	11,6	31,6	3,34	0,11	9,15	0,90	93,67	84,2
68	287	-	3,78	-	26,1	3,39	0,11	-	-	-	79,7
69	288	-	3,91	-	25,9	3,91	0,11	-	-	-	78,8
70	244a	36,7	3,01	14,1	21,9	8,79	0,06	10,44	0,59	94,75	58,5
71	244a	-	4,58	-	24,7	10,24	0,09	-	-	-	57,5
72	265	-	5,76	-	24,3	7,53	0,09	-	0,39	-	64,1
73	268	-	4,58	-	24,2	6,62	0,04	-	0,67	-	67,1
74	244	-	4,44	-	24,5	8,97	0,09	-	0,71	-	60,6
75	259	37,1	2,39	14,8	24,0	6,82	0,08	10,07	0,65	94,99	66,5
76	259a	-	4,27	-	24,0	7,53	0,09	-	-	-	64,1
77	259a	-	2,64	-	24,9	7,30	0,09	-	0,65	-	65,0
78	263	-	3,46	-	26,4	5,00	0,04	-	0,54	-	74,7
79	268a	35,2	3,05	14,6	26,8	4,66	0,18	9,15	0,64	93,37	76,1
80	268a	-	3,16	-	22,8	5,08	0,17	-	-	-	71,5
81	276	36,2	3,16	15,4	28,1	4,54	-	9,10	0,42	96,32	78,1
82	276	-	3,16	-	23,4	4,16	0,13	-	-	-	75,9
83	293	-	3,23	-	23,4	7,66	0,04	-	0,83	-	63,2
84	294	36,2	3,40	15,4	26,2	5,95	-	9,57	0,77	96,40	71,1
85	296a	-	3,30	-	24,1	8,06	0,09	-	0,44	-	60,6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
86	297	36,8	2,64	14,7	22,1	8,08	0,10	9,36	0,64	93,51	56,0
87	297	-	3,67	-	20,3	8,95	0,09	-	-	-	60,6
88	345	37,3	3,87	14,2	22,5	9,82	0,08	9,75	0,80	97,18	56,1

Примечание. 1-16 - белые слюды (тентексайский комплекс - 1-3, косагашская свита - 4,5, шортандинский комплекс - 6,7, басканский комплекс - 8,9, мынчукурский комплекс - 10-16); 17-88 - биотиты (тентексайский комплекс - 17, мынчукурский комплекс - 18-22, теректинский комплекс, I фаза - 23, II фаза - 24-34, койтасский комплекс, I фаза - 35-37, II фаза - 38-52, ойсазский комплекс, аляскиты - 53-58, лейкократовые граниты - 59-69, салдыктасский комплекс, I фаза - 70-73, II фаза - 74-88).

Суммы в анализах, где проведено определение фтора, рассчитаны с поправкой $F_2 = 0$.

Таблица III

Коэффициенты кристаллохимических формул слюд

№ п/п	№ пробы	Si	Ti	Al	Fe ²⁺	Mg	Na	K	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	219	3,188	0,015	2,561	0,201	0,061	0,078	0,906	7,010
2	272	3,148	0,003	2,674	0,186	0,022	0,069	0,889	6,991
3	274	3,096	0,010	2,702	0,205	0,033	0,053	0,940	7,039
4	158	3,289	0,033	2,431	0,148	0,112	0,021	0,874	6,908
5	159	3,124	0,033	2,710	0,073	0,066	0,140	0,820	6,966
6	162	3,148	0,048	2,577	0,173	0,104	0,040	0,894	6,984
7	165	3,231	0,028	2,441	0,188	0,150	0,065	0,899	7,002
8	160a	3,248	0,024	2,366	0,261	0,166	0,032	0,929	7,026
9	306	3,162	0,049	2,593	0,130	0,091	0,056	0,881	6,962
10	78	3,272	0,011	2,322	0,287	0,174	0,051	0,929	7,046
11	103	3,225	0,038	2,562	0,128	0,094	0,038	0,901	6,986
12	104	3,240	0,013	2,538	0,121	0,098	0,041	0,886	6,937
13	106	3,188	0,069	2,469	0,241	0,073	0,030	0,903	6,973
14	108	3,172	0,046	2,527	0,208	0,076	0,062	0,918	7,009
15	142	3,137	0,044	2,575	0,192	0,082	0,095	0,907	7,032
16	179	3,189	0,055	2,450	0,248	0,103	0,052	0,920	7,017
23	346	2,792	0,198	1,248	0,744	1,990	0,017	0,811	7,800
25	616	2,838	0,151	1,347	1,149	1,395	0,018	0,917	7,815
27	63b	2,906	0,150	1,368	1,254	1,144	0,015	0,861	7,698
29	190a	2,987	0,141	1,240	1,282	1,226	0,009	0,754	7,639
31	193	2,881	0,172	1,328	1,405	0,988	0,012	1,009	7,795

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
35	116	2,872	0,195	1,246	1,484	1,042	-	0,939	7,778
38	68	2,950	0,179	1,166	1,732	0,820	0,006	0,876	7,729
43	123	2,903	0,194	1,224	1,417	1,076	-	0,948	7,762
46	190	2,987	0,199	1,177	1,321	1,103	0,009	0,868	7,664
48	192	2,923	0,193	1,172	1,535	0,962	0,012	1,014	7,811
51	277	2,892	0,219	1,124	1,874	0,767	-	0,900	7,776
52	289	2,898	0,159	1,207	1,562	1,057	-	0,909	7,788
53	67	2,871	0,119	1,488	2,138	0,170	-	0,954	7,740
54	72	2,849	0,147	1,389	2,287	0,158	-	0,959	7,789
59	71	2,948	0,213	1,207	2,015	0,415	0,007	0,867	7,672
60	73	2,887	0,137	1,272	1,965	0,609	0,012	0,937	7,819
65	186	2,812	0,203	1,365	1,978	0,466	0,011	0,902	7,737
67	278	2,893	0,215	1,128	2,189	0,412	0,018	0,965	7,820
70	244a	2,864	0,177	1,297	1,428	1,021	0,009	1,038	7,834
75	259	2,900	0,141	1,362	1,570	0,795	0,012	1,005	7,785
79	268a	2,839	0,184	1,400	1,821	0,566	0,020	0,931	7,761
81	276	2,814	0,188	1,419	1,886	0,526	-	0,912	7,745
84	294	2,813	0,199	1,409	1,697	0,690	-	0,949	7,757
86	297	2,889	0,156	1,360	1,449	0,945	0,015	0,938	7,752
88	345	2,824	0,220	1,268	1,423	1,108	0,012	0,943	7,798

Таблица IV

Химические составы амфиболов из интрузивных комплексов
Мынчукурско-Арасанского плутона

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Сумма	f
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	346	-	3,47	-	-	10,6	15,8	-	1,99	-	-	-	27,4
2	61a	-	1,39	-	-	14,8	12,9	-	1,03	-	-	-	39,2
3	616	-	1,81	-	-	14,8	12,4	-	0,95	-	0,20	-	40,1
4	61	-	1,01	-	-	13,8	14,3	-	0,89	-	-	-	35,1
5	63в	45,9	1,26	7,88	-	17,2	11,5	11,3	1,06	0,67	-	96,77	45,6
6	-	0,99	-	-	-	18,0	10,1	-	0,97	-	-	-	50,1
7	188в	-	1,93	-	-	18,9	10,5	-	1,50	-	-	-	50,3
8	190a	44,5	2,05	8,94	-	16,9	11,7	11,5	1,56	0,49	0,30	97,87*	44,3
9	190a	-	1,20	-	-	17,5	11,6	-	1,14	-	-	-	45,8
10	193	46,9	1,00	6,84	-	18,2	10,3	11,6	1,40	0,38	-	96,62	49,8
11	193	-	1,99	-	-	19,2	9,20	-	1,27	-	-	-	53,8
12	240	-	1,66	-	-	16,1	11,9	-	1,10	-	-	-	43,1
13	114	-	1,67	-	-	22,1	8,23	-	1,59	-	-	-	60,2
14	189	-	1,77	-	-	22,9	8,31	-	1,65	-	0,54	-	60,7

Окончание табл. IV

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1568	44,3	1,25	6,94	1,43	23,1	6,39	10,2	1,97	0,76	-	96,34	70,3	
1669	-	1,78	-	-	25,3	5,36	-	1,97	-	-	-	73,3	
1770	-	1,79	-	-	21,7	8,10	-	1,89	-	-	-	60,0	
18121	-	1,52	-	-	20,9	8,68	-	1,30	-	0,59	-	57,3	
19127	-	0,95	-	-	20,8	9,37	-	1,20	-	0,70	-	55,4	
20188a	-	1,69	-	-	20,1	8,51	-	-	-	-	-	58,4	
21190	48,0	0,68	5,79	-	18,6	10,73	11,1	1,18	0,56	-	96,64	49,4	
22192	47,9	1,00	6,57	0,83	19,6	9,22	10,0	1,95	0,78	-	97,85	55,4	
23213	-	1,12	-	-	26,9	5,74	-	1,71	-	-	-	73,9	
24215	-	1,77	-	-	22,8	7,47	-	1,83	-	-	-	63,1	
25277	-	1,76	-	-	25,7	5,18	-	1,95	-	-	-	73,5	
26289	-	1,77	-	-	21,3	9,12	-	1,87	-	-	-	56,7	
2771	43,2	0,96	7,18	1,06	30,5	3,17	7,79	1,85	0,92	-	96,63	85,2	
2873	-	1,41	-	-	29,5	3,37	-	2,09	-	-	-	83,2	
2973	-	1,39	-	-	28,0	4,21	-	1,87	-	-	-	78,9	
30186	44,5	0,64	5,35	4,36	24,6	4,84	10,5	2,00	0,85	-	97,64	78,9	
31186	-	1,19	-	-	30,8	3,13	-	1,87	-	-	-	84,8	
32278	42,5	1,26	6,77	9,46	20,0	4,90	9,26	2,39	0,94	0,80	97,14	80,6	
33278	-	1,32	-	-	31,3	3,46	-	2,22	-	-	-	83,5	
34287	-	1,11	-	-	29,3	3,65	-	2,11	-	-	-	81,9	
35288	-	0,98	-	-	30,5	3,41	-	1,96	-	-	-	83,5	
36244a	45,9	1,02	6,53	-	18,2	10,3	11,0	1,09	0,55	-	94,59	50,1	
37244a	-	1,52	-	-	18,7	9,41	-	1,34	-	-	-	52,7	
38259	-	1,78	-	-	20,9	8,08	-	1,59	-	0,26	-	59,1	
39297	49,1	0,44	5,11	-	18,0	10,9	11,7	0,79	0,15	0,60	96,67	48,2	
40297	-	0,71	-	-	19,6	9,4	-	0,81	-	-	-	51,2	

Примечание. 1-12 - теректинский комплекс, I фаза - I, II фаза - 2-12; 13-26 - койтасский комплекс (I фаза - 13,14, II фаза - 15-26); 27-35 - ойсазский комплекс (лейкократовые граниты); 36-39 - салдыктасский комплекс (I фаза - 36,37, II фаза - 38-40). $F_{\Sigma}O$ высчитано из суммарного FeO по формуле $-Fe^{3+} = /8 - (Si + Ti) + Na + K - Al$ форм. ед. В сумме анализов № 8 и 39 учтено содержание MnO 0,39 и 0,73% соответственно.

Таблица V

Кристаллохимические формулы амфиболов

№ п/п	№ пробы	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Сумма
5	63в	6,502	0,136	2,610	-	2,034	2,425	1,711	0,579	0,221	16,218
8	190а	6,24	0,215	2,947	-	1,927	2,442	1,726	0,842	0,185	16,558*
10	193	6,776	0,113	2,342	-	2,196	2,221	1,796	0,798	0,139	16,381
15	68	6,541	0,133	2,428	0,316	2,822	1,409	1,613	1,134	0,284	16,680
21	190	6,835	0,077	2,081	-	2,363	2,427	1,807	0,693	0,219	16,502
22	192	6,889	0,112	2,227	-	2,460	1,968	1,537	1,088	0,293	16,574
27	71	6,524	0,109	2,577	0,236	3,847	0,708	1,261	1,089	0,363	16,714
30	186	6,574	0,071	1,863	0,975	3,013	1,065	1,659	1,136	0,337	16,693
32	278	5,867	0,133	2,204	1,959	3,301	1,003	1,367	1,823	0,340	16,997
36	244а	6,796	0,116	2,295	-	2,286	2,277	1,752	0,623	0,213	16,358
39	297	7,234	0,044	1,769	-	2,220	2,238	1,848	0,442	0,053	16,086**

* В том числе 0,034 Mn.

** В том числе 0,088 Mn.

Таблица VI

Возраст пород и минералов Мынчукурско-Арасанского плутона по данным определений калий-аргоновым методом, млн. лет

Комплекс, проба		Порода	Место отбора пробы	По валу		По биотиту	
				К, %	возраст	К, %	возраст
1	2	3	4	5	6	7	8
Мынчукурский	78	Плагиогранит	Правый борт р. Кора, 6 км выше устья	2,41	1,98		
	79		Правый борт р. Кора, 3 км выше устья	2,95	166,175 ср. 170		
	104		Левый борт р. Кора, водораздельная часть притоков	2,33	277		
	106		Бол. и Мал. Корзуна	2,23	281		
	108		Водораздельная часть хр. Мынчукур	2,48	223		
	(1619)*	Мусковит из Кв-Му зоны	Правый берег р. Кора, 20 км выше устья. Эндоконтактовая зона массива			8,24	409
Теректинский	61а	Диорит	Правый борт р. Кора, возле выхода реки из ущелья	0,81	344		
	61б	Кварцевый диорит		1,15	268	7,18	268
	63в	Гранодиорит		1,49	353		

Терек- тин- ский	(1618)	Кварцевый диорит	Левый берег р. Кора, возле выхода реки из ущелья			4,62	278
	(0,42)	Кварцевый диорит				3,78	265
	68	Гранит	Правый борт р. Ойсаз, 1 км на север от реки, южный склон хр. Койтас	3,21	217,228 ср. 222		
	69	Гранит	Левый берег р. Ойсаз, ур.Ой- саз	3,51	203		
	70	Гранодиорит	Правый берег р. Ойсаз, в среднем течении	2,39	255		
Койтасский	114	Гранодиорит		3,19	242	6,50	306
	114а	Меланократовый ксенолит	Водораздел хр. Койтас	2,26	283		
	123	Гранодиорит		2,76	246	6,48	303
	277		Руч. Терсаккан, правый приток р. Тентексай	3,51	236	6,92	242(?)
	289	Гранит	Левый берег р. Ойсаз, верховья	3,36	215	6,53	290
	(371)		Р. Ойсаз			5,31	319
	(388)		Р. Верхний Ойсаз			6,66	319
(395)	Р. Арасан				6,73	307	

Окончание табл. VI

1	2	3	4	5	6	7	8
	67	Среднезернистый Би гранит	Правый берег р. Ойсаз, низовья	3,83	217,223 ср. 220	6,36	271
	71	Крупнозернистый Би-Рог гранит	Левый берег р. Ойсаз, ср. течение	3,90	193	4,0(?)	277
	72	Среднезернистый Би гранит	Правый борт р. Чиже, 1 км ниже устья р. Теректы	3,75	234	656	268
	73	К/з Би-Рог гранит	Правый борт р. Чиже, 0,5 км выше устья р. Теректы	4,56	172,188 ср. 180	6,27	268
	185а	То же	Правый борт р. Ойсаз, южный склон гор Актышкан. Центральная часть апофизы в койтасских гранитах	4,90	166		
Ойсазский	185д	Лейкократовый гранит с графическими сростаниями Кш и Кв	Правый борт р. Ойсаз, южный склон гор. Актышкан. Апофиза в койтасских гранитах	4,02	206		
	185е	Аплит	Правый борт р. Ойсаз, южный склон гор Актышкан. Дайка, прорывающая ойсазские и койтасские граниты	3,87	210		
	186	Крупнозернистый	Правый борт р. Ойсаз, ср. течение	4,04	224	6,47	275

Ойсаэский	278	Би-Рог гранит	Верховья руч. Терсаккан правого притока р. Тентексай	5,65	226	6,64	279
	(737)**		Р. Коянды (?)			6,99	273
	(1616)	Крупнозернистый гранит	Слияние рек Чиже и Ойсаз, 150 м на Ю-В			4,61	265
	(440)		Правый борт р. Ойсаз			4,62	277
	(357)		Р. Ойсаз			6,02	277
	(2054)		Ур. Верхний Ойсаз			6,73	285,298 ср. 291
Салдыктасский	268а	Мелкозернистый лейкократовый Би гранит	Юго-восточный склон хр. Койтас	3,04	224	6,06	273
	276	Мелкозернистый Би гранит	Юго-восточный склон хр. Койтас	3,36	210	6,75	224, 268 ср. 256
	294	Мелкозернистый лейкократовый Би гранит	Водораздел хр. Койтас	3,44	225	6,83	250
	447	Мелкозернистый Би гранит	Южный склон хр. Койтас, ур. Койтас			6,17	160(?)
	448	Мелкозернистый меланократовый гранит	Южный склон хр. Койтас, ур. Койтас			7,10	250
	449	Мелкозернистый гранодиорит	Южный склон хр. Койтас, ур. Койтас			6,86	258

* В скобках значения по литературным данным /Иванов, Хитрунов, 1968; Каталог..., 1970/.

** В статье А.И. Иванова и А.Т. Хитрунова (1968) эта проба отнесена к койтасскому комплексу. По описанию авторов ("крупнозернистый биотит-роговообманковый гранит") этот гранит скорее всего принадлежит к ойсаэскому комплексу, так как характерным признаком койтасских гранитоидов является порфиroidное строение. Кроме того, не точно указано место отбора пробы, так как р. Коянды (Первая, Вторая, Третья) текут за пределами развития герцинских гранитоидов.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Глава I. Геологическое строение Мынчукурского блока, характеристика интрузивных комплексов	5
Метаморфические породы допалеозойского фундамента	7
Отложения среднего палеозоя	10
Интрузивные образования Мынчукурского блока (их взаимоотношения и принципы расчленения)	11
Глава II. Петрографическая характеристика интрузивных пород Мынчукурско-Арасанского плутона и вмещающих толщ	23
Метаморфические породы	-
Интрузивные породы	25
Догерцинские гранитоиды	-
Герцинские интрузивные комплексы	28
Глава III. Петрохимические особенности пород Мынчукурско-Арасанского плутона	38
Глава IV. Главные и акцессорные минералы интрузивных пород Мынчукурско-Арасанского плутона и вмещающих метаморфических толщ	62
Плагиоклазы	-
Белые слюды	64
Биотиты	66
Амфиболы	70
Гранаты	73
Акцессорные минералы	75
Глава V. Геохронология интрузивных пород полихронных плутонов	80
Глава VI. Другие примеры и принципы классификации полихронных плутонов	89
Глава VII. Условия формирования полихронных плутонов	101
Заключение	107
Литература	109
Приложение	116

Николай Васильевич Попов
Георгий Леонтьевич Добрецов

ПЕТРОЛОГИЯ ПОЛИХРОННЫХ ПЛУТОНОВ
(на примере Джунгарского Алатау)

Ответственный редактор Эмиль Петрович Изох

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редакторы издательства Н.И. Горбулицкая, Е.Г. Макеенко
Художественный редактор М.Ф. Глазырина
Художник Н.А. Савельева
Технический редактор Л.Г. Филина
Корректоры Р.К. Червова, В.К. Чичельник

ИБ № 23055

Сдано в набор 01.03.82 Подписано к печати 03.06.82
МН 05013. Формат 70x100^{1/16}. Бумага офсетная. Офсетная печать.
Усл. печ. л. 11, 1. Усл. кр.-отт. 11, 4. Уч.-изд. л. 12, 3. Тираж 650 экз.
Заказ № 202. Цена 1 р. 80 к.

Издательство "Наука", Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99,
Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука". 630077. Новосибирск, 77, Станис-
лавского, 25.

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВА "НАУКА"

готовятся к выпуску следующие книги:

Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования)

Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений и прогноз землетрясений

Витте Л.В. Проблемы эволюции континентальной коры

Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири

Проблемы прикладной геохимии

Книги высылаются наложенным платежом.

Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90,
Морской проспект, 22. Магазин "Наука"

Для получения книг почтой
заказы направлять по адресу:

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13
320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24
734001 Душанбе, проспект Ленина, 95
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289
252030 Киев, ул. Ленина, 42
252030 Киев, ул. Пирогова, 2
252142 Киев, проспект Вернадского, 79
252030 Киев, ул. Пирогова, 4
277012 Кишинев, проспект Ленина, 148
343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1
660049 Красноярск, проспект Мира, 84
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2
191104 Ленинград, Литейный проспект, 57
197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2
196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16
220012 Минск, Ленинский проспект, 72
103009 Москва, ул. Горького, 8
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7
117192 Москва, Мичуринский пр., 12
630076 Новосибирск, Красный проспект, 51
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22
142292 Пушкино Московской обл., МР "В", 1
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43
700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49
720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА "НАУКА"
готовится к выпуску следующая книга:

Петрология и рудоносность магматических формаций Сиби-
ри. 20 л. В пер.: 3 р. 50 к.

В сборнике впервые изложены материалы по петрологии никеленосного пикрит-долеритового интрузивного комплекса Новосибирского Приобья. На основе многочисленных анализов пород и породообразующих минералов – оливина, клинопироксена, ортопироксена, биотита, хромшпинелидов решается ряд важных вопросов петрогенезиса магматических образований, обсуждается проблема о типах взаимоотношений между интрузивными и эффузивными образованиями в вулcano-плутонических ассоциациях.

Для специалистов, занимающихся вопросами магматизма складчатых областей, проблемами петрологии и рудоносности магматических пород.

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин "Наука".