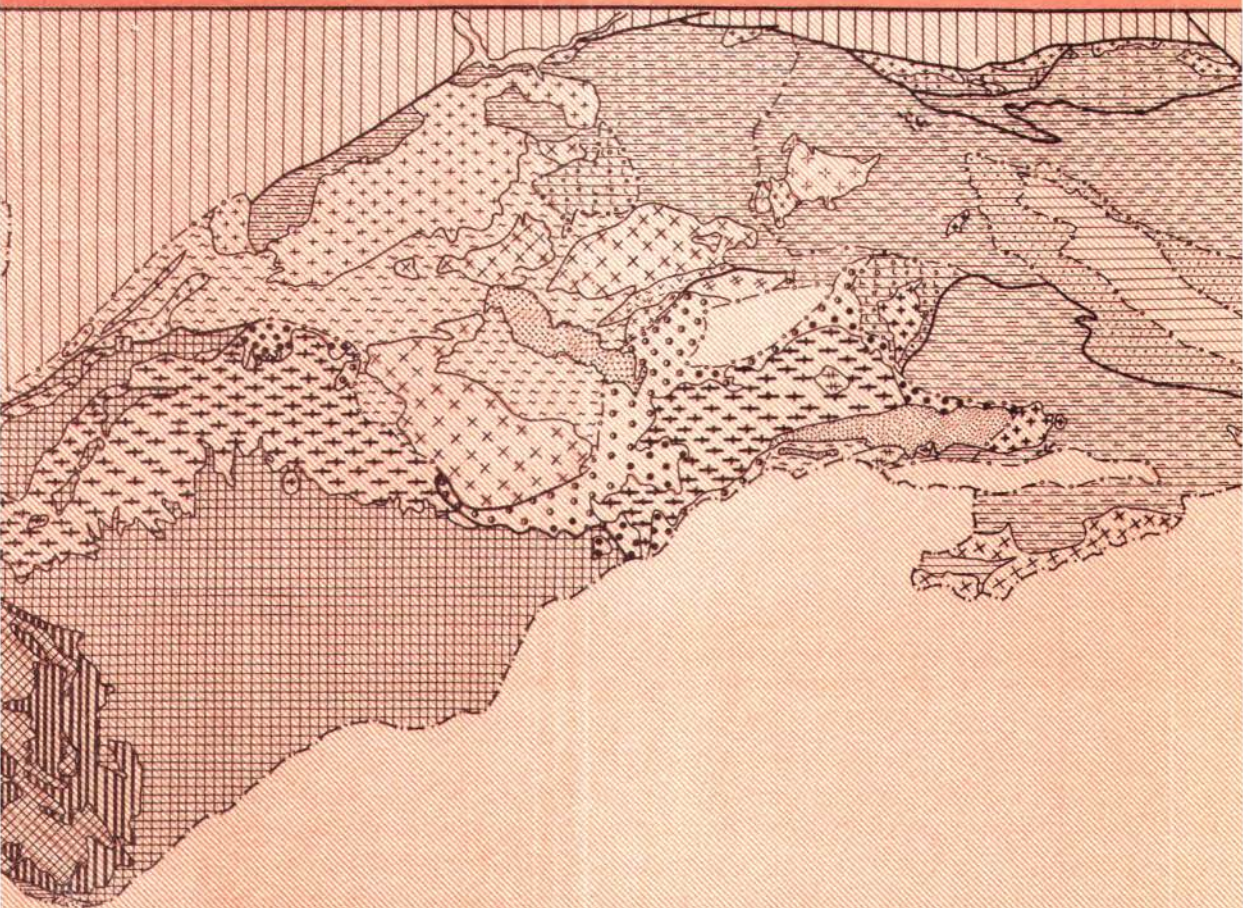


**ИНДОСИННИЙСКИЙ
МАГМАТИЗМ
И ГЕОДИНАМИКА
ЮЖНОГО ПАМИРА**



НОВОСИБИРСК 1992

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ
ПГО „ТАДЖИКГЕОЛОГИЯ“
ТАДЖИКСКАЯ ПОИСКОВО-СЪЕМОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ
АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКИСТАНА
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ИНДОСИНИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА ЮЖНОГО ПАМИРА

Научный редактор чл.кор. РАН Г.В. Поляков

*С благодарностью
автору
за внимание
и помощь*

НОВОСИБИРСК 1992

УДК 552.321

ББК Д 342

И 604

Индосинийский магматизм и геодинамика Южного Памира / Владимиров А.Г., Малых М.М., Дронов В.И. и др. / РАН, Сиб. отд-ние, Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии. Научный редактор чл.-кор. РАН Г.В.Поляков. - Новосибирск, 1992.-228с.

ISBN 5-7626-0536-8

Приведены новые данные по эволюции позднепалеозой-раннемезозойского магматизма и ультраметаморфизма Южного Памира. С их учетом рассматривается модель орогенного магматизма в условиях мантийного диализма и коллизийного сжатия. Обсуждаются причины латерально-временной зональности коллизийных орогенов, эффект сопряженной активизации, а также особенности структурной эволюции Памиро-Гималайского сектора Высокой Азии в раннекиммерийское время.

Для специалистов в областях магматической и региональной геологии, петрологии, метаморфизма и тектоники Земли, а также для преподавателей и студентов вузов.

А в т о р ы

А.Г.Владимиров, М.М.Малых, В.И.Дронов, Э.С.Чернер,
С.Н.Руднев, Р.Т.Беляева, С.А.Каргополов, А.И.Глотов,
Г.Г.Еремин, В.В.Сероглазов

ISBN 5-7626-0536-8

© Объединенный институт геологии,
геофизики и минералогии СО РАН, 1992

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

Аб	- альбит	Рог	- роговая обманка
Авг	- авгит	Рог ₄₂	- железистость роговой обманки
Акт	- актинолит	Рудн	- рудные минералы
Альм	- алмаз	Серп	- серпентин
Амф	- амфибол	Серп-Хл	- серпентин-хлорит
Анд	- андалузит	Сил	- силиманит
Ант	- анатаз	Спес	- спессартин
Ап	- апатит	Сф	- сфен
Би	- биотит	Ставр	- ставролит
Би ₆₀	- железистость биотита	Тальк	- тальк
Гем	- гематит	Турм	- турмалин
Гр	- гранат	тi-Мгт	- титаномагнетит
Граф	- графит	Фл	- флогопит
Гип	- гиперстен	Хальк	- халькопирит
Грос	- гроссуляр	Хл	- хлорит
Дист	- дистен	Хр-Шп	- хром-шпинелид
Жедр	- жедрит	Цир	- циркон
Ил	- ильменит	Шп	- шпинель
Карб	- карбонаты	Энст	- энстатит
Ки	- кианит	Эп	- эпидот
Кв	- кварц	Ан, %	- номер плагиоклаза
Клп	- клинопироксен	г, %	- железистость минералов 100 Fe/(Fe+Mg)
Корд	- кордиерит	l, %	- глиноземистость биотита 100 Al/(Mg+Fe+Al+Si)
Кор	- корунд	г-з	- грубозернистый
Кшп	- калишпат	к-з	- крупнозернистый
Мгт	- магнетит	с-з	- среднезернистый
Микр	- микроклин	м-з	- мелкозернистый
Мон	- монацит	н-з	- неравномерно-зернистый
Му	- мусковит	р-з	- равномерно-зернистый
Не	- нефелин	АКО	- активная континентальная окраина
Ол	- оливин	КВП	- Юго-Восточный Памир
Опи	- ортопироксен	ЮЗП	- Юго-Западный Памир
Опи ₄₀	- железистость ортопироксена	\bar{X}	- среднее арифметическое
Орт	- ортоклаз	s	- среднее квадратичное отклонение
Пи	- пироксен	N	- число анализов
Пир	- пирит		
Пл	- плагиоклаз		
Пл ₇₀	- содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе		

Данная монография посвящена проблеме формирования магматических ассоциаций внутриконтинентальных складчатых поясов. Выбор Южного Памира как опорного полигона обусловлен следующим. Во-первых, здесь проявился полный цикл магматических формаций, начиная с рифтогенного бимодального вулканизма (T_1 ?- T_3) через орогенные гранитоидные серии (T_{3n}) и кончая редкометалльными гранитами инверсионной стадии (J_{1-2}). Во-вторых, в этом регионе, благодаря новейшим альпийским движениям, оказались выведены на поверхность структурно-вещественные комплексы, отвечающие глубинным (корневым) частям магматических колонн. Это позволило проследить и сопоставить вариации состава и R, T -параметров, существовавших при их становлении, не только в латерально-временных рядах, но и по вертикали до глубин $\sim 10-20$ км. Необходимо отметить, что для фанерозойских складчатых поясов такие сопоставления, как правило, невозможны, и единственным источником прямой информации о нижнекоровых условиях магмообразования являются ксенолиты.

Региональные вопросы рассматриваются в первых трех разделах монографии, выполненных геологами Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН (г.Новосибирск), Таджикской поисково-съемочной экспедиции ПГО "Таджикгеология" и Института геологии АН Таджикистана. Последний раздел посвящен проблемам петрологии раннемезозойских магматических ассоциаций Южного Памира и сопредельных регионов Памиро-Гималайского сектора Высокой Азии, а также анализу геодинамических обстановок их формирования. В основу геодинамического анализа положены идеи о реологическом расслаивании (стратификации) литосферы, развитие которых стало возможным в результате синтеза концепции тектонического расслаивания коры /188, 189, 222, 223/ и интерпретации коровых волноводов как слоев, пониженная вязкость и электропроводность которых, в первую очередь, обусловлены появлением частичного расплавленного силикатического вещества (гранитные астеночаналы и астенолинзы, по В.К.Кучаю /136, 137/. Это направление сейчас успешно развивается в тектонофизике, что нашло отражение в ряде последних публикаций /90, 91, 115, 116, 140, 141, 152, 225, 247, 306, 307, 326/.

Авторство указано в оглавлении. Учитывая сложность и многоплановость предпринятого исследования, а также дискуссионный характер ряда выводов, необходимо сказать о том, что каждый из авторов несет ответственность только за те главы, в написании которых принимал участие и оставляет за собой право изложения собственной точки зрения на происхождение внутриконтинентальных орогенных поясов, развитых в Памиро-Гималайском секторе Высокой Азии.

Аналитические работы выполнены в ЦХЛ ПГО "Таджикгеология" (И.Г.Адамчук и др.), а также в лабораториях ядерно-геохимических методов анализа (Ю.Г.Шипицын, В.А.Бобров) и электронно-зондовых методов исследования (Ю.Г.Лаврентьев, О.Н.Майорова) Объединенного Института геологии, геофизики и минералогии СО РАН. Уран-свинцовое датирование цирконов из гранитных и метаморфических пород осуществлено в лаборатории геохронологии НПО "Казрудгеология" (В.А.Халилов).

Научное редактирование осуществил член-корреспондент РАН Г.В.Поляков. В процессе работы авторы имели возможность провести обсуждение отдельных глав с В.И.Будановым, К.Т.Будановой, Ю.Г.Гатинским, А.С.Гибшером, Н.Л.Добрецовым, С.В.Есиним, Э.П.Изохом, А.Э.Изохом, А.Г.Кирдяшкиным, О.А.Кучай, П.П.Кузнецовым, Г.Г.Лепезиным, Б.А.Литвиновским, В.С.Лутковым, Б.В.Луновым, А.П.Пономаревой, Е.В.Скляровым, Е.М.Хабаровым, Е.В.Хаиним и другими. Техническая помощь в

проведении экспедиционных работ, в обработке материала, а также в подготовке и оформлении рукописи осуществлена В.Д.Ахметовой, Т.И.Литвиновой, Л.А.Лепетуха, Т.В.Мирясовой, М.Ф.Нахаевой и С.И.Петровым.

Всем вышеперечисленным лицам авторы искренне благодарны.

I.I. Тектоническое районирование Южного Памира

Южно-Памирская киммерийская складчатая система ограничена на севере Ванч-Акбайтальским разломом, на юге выходит за пределы Таджикистана (рис.1). В её составе выделяется (с севера на юг) четыре группы зон: Центрально-Памирская, Рушан-Шартская, Юго-Восточного и Юго-Западного Памира. Кроме Рушан-Шартской, обособленной в качестве единой самостоятельной группы зон В.И.Дроновым

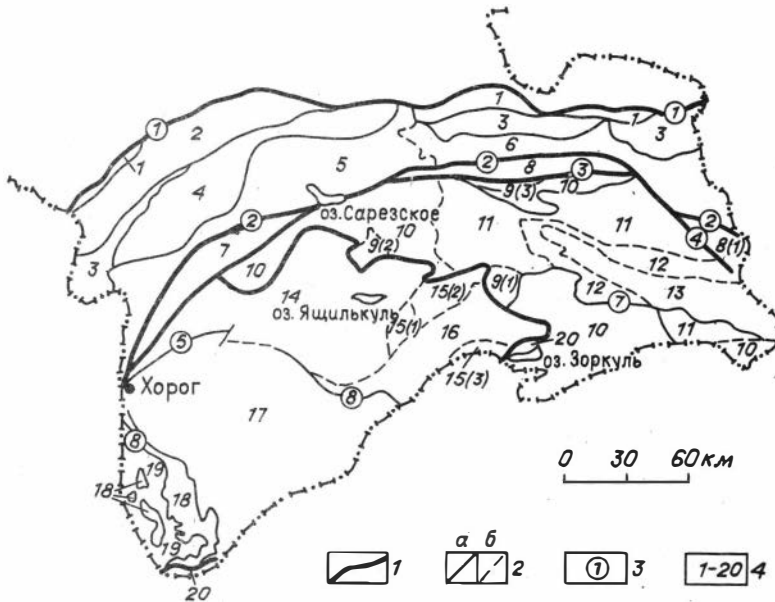


Рис.1. Тектоническое районирование киммерийской Южно-Памирской системы. Фрагмент тектонической карты Таджикистана (1991 г.), составленной Э.С.Чернером, В.И.Дроновым и др. (с изменениями):

1 - границы между группами структурно-формационных зон Центрального, Рушан-Шартского, Юго-Западного и Юго-Восточного Памира; 2 - границы между структурно-формационными зонами (а - достоверные, б - условные); 3 - крупнейшие разрывные нарушения (I - Ванч-Акбайтальский, 2 - Рушан-Шартский, 3 - Северо-Мургабский, 4 - Дункельдынский, 5 - Гунтский, 6 - Мац-Кокбайский, 7 - Аличур-Гурумдинский, 8 - Даршайский); 4 - наименование зон: Центральный Памир (в скобках указан возраст орогенных структурно-вещественных комплексов): I - Акбайтальская (С-Т₃); 2 - Ванчская (Н-Д₃); 3 - Музкольская (РВ₁); 4 - Язгулемская (О₂-У₃); 5 - Бартанг-Пянджская (С?-У₃); 6 - Калакташская (Е-У₃). Рушан-Шартская группа зон: 7 - Рушанская (С-Т₃); 8 - Шартская (С-Т₃), в том числе 8 (I) - Дункельдынский блок (С-Т₃). Юго-Восточный Памир (раннекиммерийская стадия): 9 - Периферийная (блоки: I - Ташджилгинский, С-Т₃, 2 - Каттамарджанайский, С-Т₃, 3 - Муздубулакский, С?-Т₃); 10 - Крайняя (С-Т₃); II - Промежуточная (С-Т₃); 12 - Переходная (С-Т₃); 13 - Осевая (С-Т₃). Юго-Западный Памир: 14 -

I4 - Аличурская ($T_1-T_3/AR?$); I5 - Булункульская ($T_1-T_3/AR?$) (блоки: I - Тагар-какинский, 2 - Южноаличурский, 3 - Зоркульский); I6 - Корумдинская ($C?-T_3/AR?$); I7 - Шахдаринская (T_1-T_3/AR); I8 - Хорогская (AR); I9 - Горанская (AR). Ваханская группа зон: 20 - Ваханская (T).

/68-70/, все остальные выделены Д.В.Наливкиным, В.А.Николаевым, А.П.Морковским, П.Д.Виноградовым, а затем более подробно описаны И.Е.Губиным /58/ и Б.П.Бархатовым /12/. В основу внутреннего районирования зон, предложенного нами, легли работы по стратиграфии, магматизму и тектонике, проведенные М.Б.Акрамовым, Р.Т.Беллевой, В.И.Будановым, К.Т.Будановой, В.П.Булиным, А.Г.Владимировым, В.А.Глебовицким, В.И.Дроновым, Г.М.Друговой, А.П.Карякиным, Э.Я.Левеном, М.М.Малых, А.М.Месхи, М.И.Московченко, Б.Р.Пашковым, С.В.Руженцевым, Х.С.Таджидиновым, Б.Я.Хоревой, Э.С.Чернером и др. /22-24, 33-35, 67, 72, 86, 142, 171, 181, 183, 184, 197, 205, 208 и др./. Общей особенностью является линейно вытянутый характер выделенных групп зон, а также крайне высокая степень дислокаций и переработки вещества, обусловленные альпийскими движениями. Благодаря этим движениям, значительно сократившим ширину Памиро-Гималайского региона, внутреннее строение зон отличается большей сложностью. Каждая из них обладает своими структурными и вещественными признаками. В Центральном Памире широко развит структурно-вещественный комплекс, выделенный Н.Г.Власовым в "протоплатформенный чехол" эпибайкальского жесткого массива /46/, который представлен набором карбонатно-терригенных пород рифея-мезозоя. В кайнозой в Центральном Памире сформировались мощные континентальные толщи вулканитов и грубообломочная моласса, отражающие этап альпийской активизации. Фрагменты предполагаемого протерозойского фундамента, интенсивно переработанные в альпийское время, обнажаются здесь на больших площадях. Существенные проявления магматизма связываются с двумя мегациклами - протерозойским (?) и альпийским. Последний представлен рядом формаций нормальной и повышенной щелочности от габброидов до гранитов включительно /184/.

Рушан-Шартская группа зон расположена к югу от Центрального Памира, обнажаясь тремя изолированными блоками - Рушанским, Шартским и Дункельдыкским. Наиболее широко здесь развиты рифтогенный комплекс поздней перми - триаса, представленный субщелочными базальтоидами, кремнями и карбонатами и подстилающий его каменноугольно-нижнепермский флишеидно-терригенный комплекс /68, 70, 72, 84, 85, 182, 197, 208/. Интрузивный магматизм включает в себя ряд существенно гранитоидных комплексов ($T_3?-P$), отвечающих раннекimmerийской и наложенной альпийской эпохам тектогенеза /184/. Альпийская активизация завершается здесь внедрением неогеновых калиевых щелочно-габброидных интрузий /60/.

Для Юго-Восточного Памира тектоническое районирование традиционно проводится на конседиментационной основе отдельно для каменноугольно-триасовых и юрских отложений, разделенных поверхностью структурного несогласия /67/. По набору структурно-вещественных комплексов в нижнем (доюрском) ярусе различаются /197/ Периферийная зона, в составе которой участвуют пермско-триасовые образования рифтогенного происхождения, и группа внутренних зон, сложенных существенно терригенными и карбонатно-кремнистыми отложениями. Строение верхнего (юрского) яруса, имеющего существенно карбонатный состав, только в самых общих чертах наследует конседиментационную зональность нижнего. Интрузивный магматизм Юго-Восточного Памира имеет полициклический характер и сформировался в три

крупных этапа: раннекимммерийский (Т-У), позднекимммерийский (K_{1-2}) и альпийский (Р-Н).

Юго-Западный Памир одни геологи относят к срединным массивам /12, 181, 253/, другие считают выступом древнего докембрийского основания /23, 205, 248/. Наиболее широко здесь распространены мигматизированные кристаллические сланцы, гнейсы и мраморы архей-раннепротерозойского возраста, претерпевшие полициклический метаморфизм и ультраметаморфизм от архея до неогена включительно /23, 38, 59, 171, 248, 251, 266/. Из-за сложности геологического строения для Юго-Западного Памира предложено несколько схем районирования (В.П.Булин, А.Г.Давыдченко, В.И.Буданов, К.Т.Буданова, Б.Я.Хорева, Н.И.Московченко). С учетом этих схем, а также новых данных (А.Г.Владимиров, М.М.Малых и др.), свидетельствующих о широком развитии в полосе сочленения Юго-Восточного и Юго-Западного Памира метаморфических, ультраметаморфических и магматических комплексов триасового возраста, выделены следующие зоны: Горанская, Хорогская, Шахдаринская, Корумдинская, Булункульская и Аличурская*. В пределах первых двух развиты только докембрийские образования, и их площадь оставлена без изменений (по В.И.Буданову, К.Т.Будановой /23/). Территория Шахдаринской зоны в целом ограничена развитием докембрийских парапорд, метаморфизованных в дистен-гнейсовой фации, однако здесь существенное место уже занимают раннекимммерийские граниты. В Корумдинской зоне практически отсутствуют докембрийские парагнейсы, сменившиеся позднепалеозойским (?) ортогнейсовым (тоналитовым) субстратом и прорывающими его киммерийско-альпийскими гранитами. В двух последних зонах наиболее развиты раннекимммерийские граниты и мигматит-граниты, полностью преобразовавшие докембрийский (?) субстрат.

Поскольку тектоническое районирование ЮЭП в таком виде приводится впервые, рассмотрим особенности границ между выделенными зонами. В ряде случаев, но далеко не всегда, они трассируются мощными пластами бластомилонитов (до 200 м), среди которых наиболее древними являются бластомилониты, метаморфизованные в дистен-гнейсовой фации (pp_1 ?). Картируемая по ним граница имеет вид пологого надвига (Даршайского), по которому породы хорогского ортокомплекса перекрывают горанскую серию /23, 59, 95/. Разрыв между Хорогской и Шахдаринской зонами собственного названия не имеет и долгое время считался стратиграфической границей, по которой парагнейсы и мраморы шахдаринской серии перекрывали хорогский ортокомплекс. Однако в последних публикациях /23, 24, 248/ эта граница также отнесена к разряду тектонических. Шахдаринская и Корумдинская зоны разделены Мац-Кокбайским /248/, Дузахдаринским и Гунтским разломами, которые выражены мощными пластами мионитов и катаклазитов, накладывавшихся не только на докембрийские образования, но и на интрузивные тела раннекимммерийского и альпийского возраста. В долине р.Гунт отмечаются кроме того тектонизированные пластины метаморфизованных песчано-сланцевых отложений, традиционно относимых к немацдаринской свите (С-Р?).

Границы Аличурской и Корумдинской зон, а также большая часть расположенной между ними Булункульской зоны перекрыты мощными четвертичными наносами. И, наконец, граница Аличурской зоны с Юго-Восточным Памиром представлена сери-

* Обоснование предложенной схемы — одна из важных региональных задач, стоявших перед авторами данной (см. разделы 2, 3) книги. Здесь же отметим, что выделение в самостоятельный ранг Корумдинской, Булункульской и Аличурской зон в целом является возвратом к давно высказаньям Г.В.Кузнецовым и В.Н.Волковым, но не получившим в свое время поддержки, представлением о существовании на стыке Юго-Западного и Юго-Восточного Памира особой зоны (Аличурской, по Г.В.Кузнецову) с широким развитием ортогнейсов тоналитового и гранодиоритового составов.

ей частных разрывов, по которым на триасовые ультраметаморфогенные образования надвинуты слабометаморфизованные отложения каменноугольно-пермского и триас-юрского возраста. Нередко указанные границы "запаяны" неогеновыми гранитами /34,183/.

В целом для Юго-Западного Памира намечается последовательное омоложение структур напряжений и дислокаций с юга на север, совпадающее с максимумами проявления сначала раннекаймерийских двуслюдяных гранитов, а затем - близких по составу - альпийских.

1.2. Геологическая характеристика стратифицированных и метаморфогенных образований Юго-Восточного и Юго-Западного Памира

1.2.1. Юго-Восточный Памир

Каменноугольно-триасовый структурный ярус. В пределах развития этого яруса В.И.Дроновым и Э.Я.Левенком /67,72,76,77,80/ выделено пять зон - Осевая, Переходная, Промежуточная, Окрайная и Периферийная (рис.2). В первых четырех существенно терригенные и карбонатно-кремнистые структурно-вещественные комплексы последовательно сменяют друг друга вверх по разрезу, замещают по латерали и дислоцированы в одном плане, а в последней - не имеют с предыдущими комплексами стратиграфических взаимоотношений и залегают среди них в виде тектонических блоков или аллохтонных пластин.

В основании каменноугольно-триасового яруса большинства зон КВП залегает базардаринская серия (С?-Р₁). Подошва её нигде не обнажена, а в кровле развита глинистая кора выветривания (сакмарский - артинский ярусы). Нижняя часть серии (урузбулакская свита, 1000 м) относится к формации сероцветных граувакковых песчаников и глинистых сланцев, верхняя (ташказыкская свита, 900 м) - к фации сероцветных олигомиктовых песчаников и глинистых сланцев /197/. Для верхней части характерно флишоподное строение как с элементами нормального песчано-аргиллитового флиша, так и "дикого", представленного скоплениями валунов и глыб среди деформированных аргиллитов, залегающих на размытой поверхности нижней толщи. По данным В.П.Новикова и др. /197/, граувакковые песчаники и гравелиты нижней толщи состоят на 30-60 % из обломков известковистых алевролитов, аргиллитов, глинистых известняков, кремней, кварцитов, гнейсов, кристаллосланцев, фельзитов, спилитов, плагиогранитов и гранит-порфиров. Необходимо отметить, что базардаринская серия имеет одинаковое строение на всей территории КВП, в то время как пермско-триасовая часть разреза характеризуется отчетливой латеральной зональностью.

О с е в а я з о н а. Пермско-триасовый разрез начинается с криноидно-детритовых, алевролитовых и фузулинидовых известняков кочусуйской свиты, залегающих трансгрессивно на подстилающих отложениях базардаринской серии. Все породы содержат обильные остатки брахиопод, рогов, табулят, гониатитов и датируются низами болорского яруса. Выше согласно залегают грубослоистые и массивные известняки верхов болорского-джульфинского ярусов, на которых развита маломощная кора выветривания. Общая мощность отложений достигает 105-115 м. После перерыва в осадконакоплении, охватывающего на Южном Памире дорашамский ярус, разрез наращивается микритовыми известняками (индский-анизийский ярус, 140 м), которые сменяются мощной рифовой постройкой ладикско-среднепермского

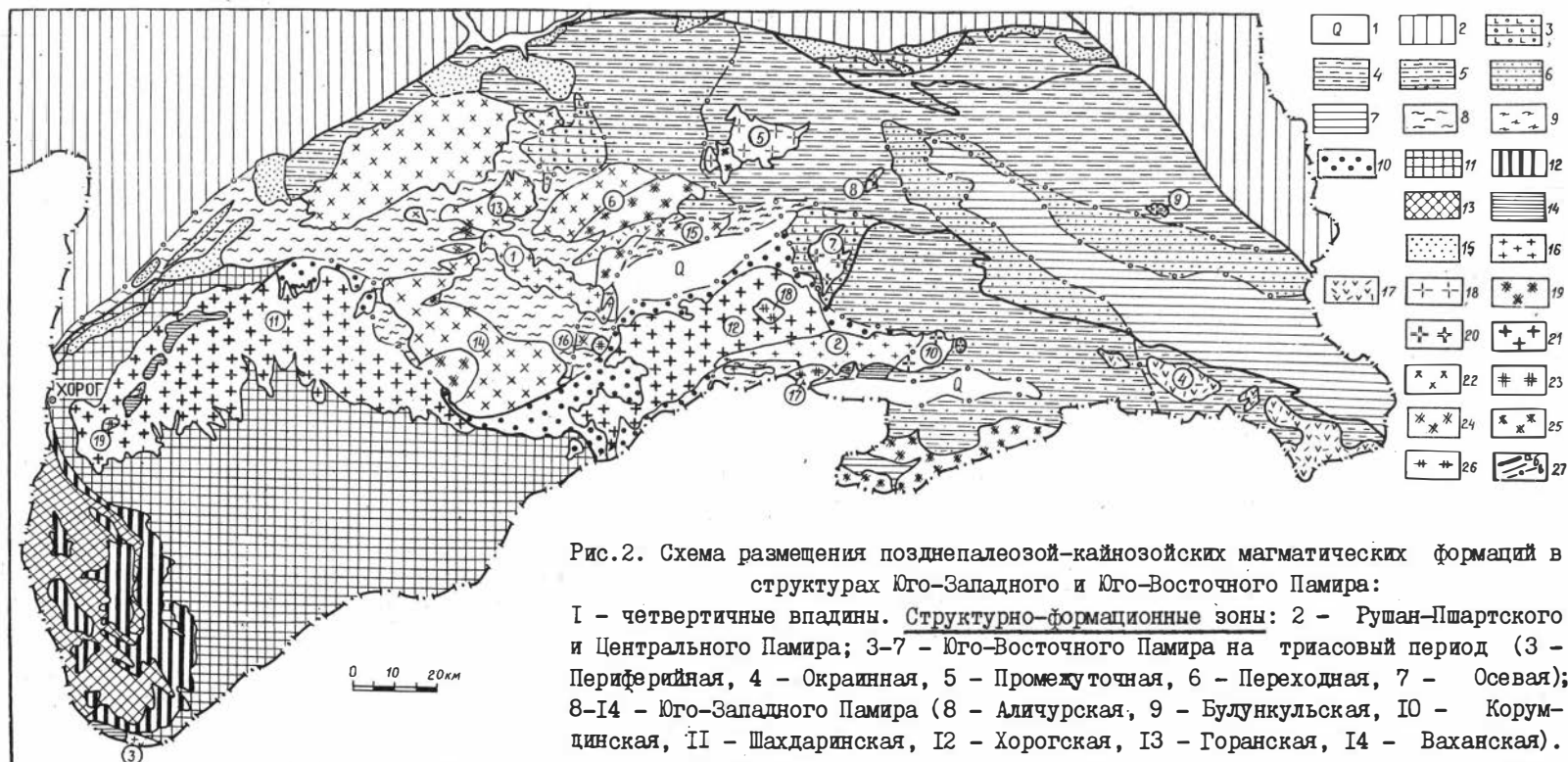


Рис.2. Схема размещения позднепалеозой-кайнозойских магматических формаций в структурах Юго-Западного и Юго-Восточного Памира:

I - четвертичные впадины. Структурно-формационные зоны: 2 - Рушан-Шартского и Центрального Памира; 3-7 - Юго-Восточного Памира на триасовый период (3 - Периферийная, 4 - Окрайная, 5 - Промежуточная, 6 - Переходная, 7 - Осевая); 8-14 - Юго-Западного Памира (8 - Аличурская, 9 - Булункульская, 10 - Корумдинская, 11 - Шахдаринская, 12 - Хорогская, 13 - Горанская, 14 - Ваханская).

Интрузивные образования: 15 - гранитоидные комплексы Рушан-Шартской группы зон, нерасчлененные (T_1-P), 16 - памирский комплекс редкометалльно-платиновых гранит-лейкогранитов (N_1), 17 - кыр-кызылрабатская вулканоплутоническая группа комплексов трахиандезит-латит-риолит-монзонит-гранитного состава (P), 18 - базардаринский комплекс редкометалльно-платиновых гранит-лейкогранитов (K_2), 19 - базарнык-акджарская группа комплексов монцогаббро-монцодиорит-монзонит-гранитного состава (K_{I+2}), 20 - башгумбез-курустыкская группа комплексов редкометалльно-платиновых гранит-лейкогранитов (J_{I-2}), 21 - шугнанский комплекс гранит-лейкогранитов (T_3), 22 - сереташский комплекс монцодиорит-гранодиорит-гранитов (T_3), 23 - ортобузский комплекс порфиробластических и атакситовых ультракалийевых гранит-лейкогранитов ($T_3?$), 24 - тагаркакинский и южноаличурский комплексы тоналит-гранитного состава ($T_3?$), 25 - гунтский комплекс тоналит-гранитного состава (T_3), 26 -

реджистский комплекс гранодиорит-гранитного состава (P_2^2-T), 27 - границы (а - разрывные, б - интрузивные, в - условные). Цифры в кружках - наименование массивов (1 - Яцилькульский, 2 - Южно-Памирский, 3 - Намангутский, 4 - Ортокарджилгинский, 5 - Базардариинский, 6 - Алгучурский, 7 - Башумбеовский, 8 - Бозтеринский, 9 - Курустанский, 10 - Уртабузский, 11 - Шугнанский, 12 - Памирский, 13 - Лянгарский, 14 - Койтевекский, 15 - Южноаличурский, 16 - Тагаркакинский и Ортобузский, нерасчлененные, 17 - Зоркульский, 18 - Тольпарский, 19 - Тавдымский).

ярусов (акташская серия, 1000 м). В составе последней участвуют биогенные известняки, фациально замещающиеся по латерали доломитовыми известняками и кремнями. Вышележащие отложения однотипны по всей территории КВП и будут описаны ниже.

Переходная зона. Разрез начинают карбонатно-алевролитовые породы кочусуйской свиты, 55 м, которые согласно перекрываются толеитовыми базальтами и спилитами шиндйской свиты, 120 м (см. раздел 3.1). Все породы датируются низами болорского яруса. Выше согласно залегают грубослоистые биогенные известняки (верхи болорского - джультинский ярусы, общая мощность 85 м). Они трансгрессивно перекрываются микритовыми известняками индского-анизийского ярусов (50 м) и кремнями с прослоями и пачками известняков ладинско-средненорийского ярусов (65 м). Основное отличие от Осевой зоны заключается в отсутствии здесь мощного средне-позднетриасового рифа и в проявлении, пусть маломощных, раннепермских толеитовых базальтов.

Промежуточная зона. Основание разреза (нижняя часть болорского яруса) однотипно с разрезом вышеописанной зоны, а выше существенно отличается. Здесь на базальтах шиндйской свиты залегают верхнеболорско-мидийская толща переслаивающихся аргиллитов, кремнистых сланцев, известняков, известковистых песчаников и конгломератов (35-280 м). Выше развита вулканогенно-терригенная толща (тахтабулакская свита, 180 м). Сульфидные базальтовые вулканы этой толщи представлены преимущественно пирокластическими разностями и характеризуются аномально высокими содержаниями титана и редкоземельных элементов /I79/. В кровле постоянно отмечается кора выветривания, сложенная гидрослюдисто-монтмориллонитовыми глинами (2-5 м). Вышележащие ниже-верхнетриасовые толщи аналогичны таковым в Переходной зоне.

Окраинная зона. Строение нижней части (низы болорского яруса) не отличается от разреза в Переходной и Промежуточной зонах. Вышележащие кремнисто-сланцевые толщи (верхи болорского яруса - верхняя пермь, индский - средненорийский ярусы) имеют резко сокращенную мощность (в сумме 30-200 м) и характеризуются полным отсутствием вулканических пород.

Во всех описанных выше зонах средненорийские отложения согласно перекрываются средне-верхненорийской флишеидной формацией, мощность которой варьирует от 70 до 1000 м. Этот флиш резко несогласно перекрывается орогенной пестроцветной верхненорийской (упраздненный рэтский ярус) молассой, завершающей осадочно-вулканогенный ряд ранних киммерид (индосинид) в пределах охарактеризованных выше зон КВП. Внутреннее строение молассы неоднородно. В нижних частях преобладают грубообломочные (до 500 м), в верхних - тонкообломочные (до 250 м) отложения /73, 76/.

Периферийная зона представлена тремя разобленными тектоническими блоками (см. рис.2), расположенными вдоль границы с ультраметаморфическими образованиями Юго-Западного Памира (Ташджилгинский и Каттамарджанайский) и по

границе с Рушан-Пшартской рифтогенной зоной (Музлубулакский). Общим для всех блоков, позволяющим объединить их в одну зону, является присутствие триасовых субщелочных базальтов и пикробазальтов, метаморфизованных в условиях низких температур и повышенных (?) давлений. В этом они резко отличаются от аналогичных по возрасту разрезов на остальной территории КВП, но имеют много общего с триасовым рифтогенным структурно-вещественным комплексом Рушан-Пшартской группы зон. Детальная характеристика отложений Периферийной зоны, в том числе и схемы корреляции основных стратотипических разрезов по каждому блоку, приведена в разделе 3.1. Здесь же отметим, что наряду с основными вулканитами в Периферийной зоне выявлены тела апогардбургитов, силлы габбро-диабазов и дайки плагиогранофиров /20, 77, 80, 184, 185, 197/. В свое время это послужило В.А.Швольману /258/ основанием для выделения в Ташкилгинском блоке предположительно меловой офиолитовой ассоциации – реликтовой океанической коры Мезотетиса. Однако широкое развитие каликатровых корунднормативных риодацит-риолитов, дислоцированных в едином структурном плане с основными вулканитами и стратиграфически перекрытыми вместе с ними средне-верхнетриасовой односторонней толщей, противоречит этой гипотезе.

Юрский структурный ярус. Как уже отмечалось выше, он залегает несогласно на каменноугольно-триасовом ярусе и представлен, в основном, карбонатными отложениями (до 1700 м). Их возрастной интервал и фациальные особенности не одинаковы в разных частях КВП, что отражает изначальную конседиментационную зональность региона в это время. От предыдущего этапа сохранился лишь самый общий план зональности: подковообразное расположение внешних прогибов вокруг внутреннего относительного поднятия, тогда как количество фациальных зон, их размеры и границы совершенно не совпадают с пермско-триасовыми. Их детальная характеристика не входит в задачи данной книги, поэтому интересующихся читателей отсылаем к циклу публикаций /4, 67, 71, 197 и др./.

Кроме каменноугольно-триасового и юрского структурно-вещественных комплексов окраинно-морского и рифтогенного типов, на территории КВП широко развит еще один стратифицированный структурно-вещественный комплекс, относящийся к эпохе альпийской активизации. Он имеет позднеэоцен-олигоценный возраст /81/, и представлен главным образом вулканитами трахибазальт-трахиандезит-латит-риолитовой ассоциации и их интрузивными комагматами. Отдельные выходы этих пород известны в центральной части КВП, а максимальные площади они занимают в юго-восточной части региона (см. рис. 2). Венчает комплекс альпийской активизации пестроцветная грубообломочная моласса олигоцен-миоценового (?) возраста /78/. Она залегает в виде тектонических клиньев или слагает небольшие площади на всей территории КВП, резко несогласно перекрывая все более древние отложения.

1.2.2. Юго-Западный Памир

Горанская зона охватывает территорию развития одноименной метаморфической серии /22-24/. Видимая мощность разреза – 3500–4000 м. Нижняя часть горанской серии представлена чередованием Би[±]Гр[±]Амф-гнейсов, кварцитов, доломитовых и магнезиальных, нередко скарнированных, мраморов. Для последних характерна хомогенная ритмичность с увеличением Mg-Ca-отношения к верхам отдельных ритмов. В верхней части, наряду с вышеописанными породами, большой объем занимают аплитовидные биотитовые гнейсограниты, увеличивается также доля магнезиальных карбонатов и скарнов. Здесь, по описанным К.Т.Будановой /24/,

в ассоциации с эвапоритами появляются прослои "белых" сланцев (Дист, Тальк, Энст, Жандр, Корд, Фл), считающихся продуктом высокобарического метаморфизма (≥ 10 кбар) особых глин. Она же отмечает, что карбонаты содержат высокие концентрации хлора (до 1%), а в некоторых породах резко повышаются концентрации бора. Метаморфизм горанской серии — полициклический, причем отдельные циклы (гранулитовый, дистен-гнейсовый) разделены этапами структурной перестройки и проявлениями ультраметаморфизма. Возраст горанской серии принят архейским на основании Rb/Rb- и U/Rb-датировок в 2,7 млрд лет по доломитовым мраморам /248/.

Хорогская зона сложена преимущественно метаматматическими породами, а её формирование связывается с заложением архейской шовной (рифтоподобной) структуры, разделявшей два геоблока (Горанский и Шахдаринский) с различными режимами осадконакопления. Основной объем хорогского ортокомплекса (по терминологии В.И.Буданова, К.Т.Будановой /23/) представлен в той или иной степени мигматизированными амфиболовыми гнейсами и амфиболитами (50%), которые петрохимически сходны с субчелочными Ti-базальтами, хотя отмечаются и разности толеитового типа. Парагнейсы резко уступают им и, как правило, интенсивно мигматизированы. Наиболее специфическими породами, определяющими лицо Хорогской зоны, являются метагипербазиты, ультраметаморфогенные и интрузивные чарнокиты. Все исследователи, изучавшие эту зону /22-24, 156, 248 и др./, отмечают полициклический характер метаморфизма. Ранний этап был, вероятно, растянут во времени (2,7-1,9 млрд лет) и отвечал прогрессивному метаморфизму гранулитовой фации ($T \geq 750$ °C, $P = 9-11$ кбар $\rightarrow T = 800-900$ °C, $P = 8-9$ кбар, по /23/). Поздний этап амфиболитовой (дистен-гнейсовой) фации привел к диафорезу, мигматизации гранулитовых пород и был чрезвычайно интенсивным по масштабам. Заметим, что метаморфизму второго этапа подверглись также базитовые и пикритовые дайки, секущие чарнокиты /23, 171, 248/.

Шахдаринская зона. В её строении участвуют три разновозрастных структурно-вещественных комплекса — архейский мраморно-гнейсовый, а также пермско-триасовый и олигоценый, связанные с процессами мезо-кайнозойской активизации. Первый выделяется в объеме шахдаринской серии, отдельные толщи которой, по данным /22-24/, отличаются лишь количественным соотношением петрографических разновидностей: Би[±]Гр[±]Сил[±]Дист[±]Корд-гнейсы, Амф[±]Би[±]Гр-гнейсы, мраморы, кальцифиры, Гр[±]Дист[±]Би- и Пи[±]Гр[±]Амф-кристаллосланцы, пластовые тела аплитовидных гнейсогранитов. Общая видимая мощность оценивается в 4500-5000 м. Главное отличие от Горанской зоны — резкое преобладание метатерригенных пород, первичные осадки для которых были, по мнению К.Т.Будановой /24/, глубоководными, и обилие бластомилонитов практически по всему разрезу. Эволюция P, T-параметров метаморфизма, судя по реликтовым минеральным фазам гранулитовой фации /24/, в целом сходна с таковой для Горанской и Хорогской зон.

Следующий структурно-вещественный комплекс представлен Шугнанским ареалом пластообразных тел Би[±]Му[±]Гр[±]Сил-гранитов, главный объем которых отвечает триасу. Детальная характеристика этих гранитов дается в разделе 2.1.3. Здесь же отметим, что эти тела имеют параавтохтонную природу, конформны с вмещающими гнейсами, изофациальны с ними ($T = 620-680$ °C, $P_{общ} \leq 4-6$ кбар) и сопровождаются мощным экзоконтактовым ореолом аплит-пегматитов. Вмещающие гнейсы на контакте с ними подвержены калишпатовому порфириобластезу, повсеместно милонитизированы и катаклазированы, причем выделяются этапы деформаций до-, син- и постгранитные, что указывает на формирование гранитов в условиях сильного тангенциального сжатия и позволяет отнести их к стресс-типу.

К структурно-вещественному комплексу альпийской активизации относятся об-

разования, которые до последнего времени считались ороговикованными глинистыми сланцами карбона и рассматривались как останцы кровли гранитов Шугнанского массива /197/. Один из таких останцов изучен в 1987 г. А.Г.Владимировым, М.М.Малых и Р.Т.Беляевой (междуречье Ривакдара – Зиргоздара). Установлено, что он представляет собой фрагмент тектонической пластины, сложенной метаморфизованными Анд+Сил–сланцами, и содержит внутри себя в той или иной степени катаклазированные интрузивные тела, дайки и жилы редкометалльных гранитов и пегматитов, не известных в подстилающем автохтоне Шугнанского массива. По набору метатерригенных и интрузивных пород, а также типу редкометалльно–пегматитового оруденения описанный покров сопоставим с хорошо известным Намангутским блоком триасовых сланцев /248/. Отметим, что возраст гранитов в этом блоке – неогеновый (18 ± 1 млн лет по Rb–Sr–изохроне /131/.

Сходную позицию имеют останцы аллохтона на крайнем юго–востоке Шахдаринской зоны, где они связаны с фронтальной поверхностью Мац–Кокбайского надвига /248/, а их границы с породами автохтона частично "залечены" неогеновыми гранитами. Последние, по данным /183/, сопоставимы с широко развитыми в Гималаях неоген–палеогеновыми гранит–лейкогранитами. К категории сорванных в альпийскую эпоху относятся также тектонические пластины эоцен–олигоценовой континентальной молассы ($M \leq 200$ м). Они сложены несортированными конгломератами, содержащими обломки глинистых и кремнистых сланцев, мергелей, известняков, хиастиловых сланцев и мезозойских гранитоидов. Полное отсутствие в обломках докембрийских пород автохтона свидетельствует о том, что во время накопления конгломератов гнейсы ЮЭП еще не были выведены на поверхность.

К о р у м д и н с к а я з о н а выделена впервые (описана в данной работе Э.С.Чернером) из состава Аличурской зоны (в понимании Г.В.Кузнецова, В.П.Булина). Она расположена в пределах Южно–Аличурского хребта. Отдельные тектонические фрагменты устанавливаются вдоль Мац–Кокбайского надвига и, возможно, на его продолжении – в районе Чартымского завала (см. рис.2). Главная особенность зоны – явное преобладание ортогнейсов, в высокой степени подверженных бластокатаклазу и бластомилонитизации. Судя по петрографо–геохимическим характеристикам, они представлены известково–щелочной ассоциацией высокоглиноземистых метабазитов, гнейсоидоритов, гнейсотоналитов и плагиогранитов, сопоставимой с магматическими сериями зрелых островных дуг энсиалического типа. Их возраст проблематичен. Мраморы, кальцифиры и парагнейсы распространены очень ограниченно, и их контакты с ортогнейсами повсеместно проходят через зоны бластомилонитов или "запаяны" более поздними интрузивами. Последние сложены двуслюдяными гранит–лейкогранитами раннекеммерийской и альпийской эпох тектогенеза, аналогичные таковым в Шахдаринской зоне.

Б у л у н к у л ь с к а я з о н а выделена впервые (описана в данной работе А.Г.Владимировым) из состава Аличурской зоны. На её территории развиты разобщенные тектонические фрагменты, обнажающиеся вдоль южных отрогов Северо–Аличурского хребта (бассейны рек Аличур, Тагаркаки, Бакчигир). Субстрат сложен мраморно–гнейсовой толщей, которая близка по набору пород к шахдаринской серии ЮЭП, но резко отличается от неё по условиям метаморфизма. При преобладании Gr–Bi–плагиогнейсов здесь развиты Амф[±]Би[±]Gr–гнейсы, Анд–Би–Корд–гнейсы, кварциты и кварцитовидные гнейсы (Пл+Кв+Gr+Би, Пл+Кв+Клп+Би, Пл+Кв+Амф+Би). Судя по присутствию минеральных ассоциаций с Анд и Кпш в метапелитах и с Клп в породах повышенной известковистости, условия метаморфизма отвечали $P \sim 3$ кбар, $T \leq 620\text{--}650$ °С.

К индосинийскому циклу здесь условно отнесены массивы кварц–диорит–тона-

лит-гранитного состава с эпизодическими включениями высокоглиноземистых габброидов. В разных тектонических блоках они известны как тагаркакинский и южно-аличурский комплексы (см. раздел 2.2.1). В том и другом случае для тоналитов характерна повышенная калиевоcть, что сближает их с известково-щелочными гранитоидами активных окраин андийского типа. В Тагаркакинском блоке они прорваны интрузивами ультракалиевых порфиробластических и такситовых гнейсогранит-гнейсолейкогранитов, не имеющих аналогов в других зонах Юго-Западного Памира. Завершается индосинийский цикл внедрением интрузивов монцодиорит-гранодиорит-гранитной ассоциации.

Позднемезозой-кайнозойские магматиты имеют сквозной характер, накладываясь на структурно-вещественные комплексы Булункульской зоны. В позднем мелу они отвечают монцогабро-монцодиорит-монцитит-гранитной группе комплексов /37/, в палеогене - вулканоплутонической трахибазальт-латит-риолитовой ассоциации /81,166,232/. Завершается магматизм формированием неогеновых двуслюдяных гранит-лейкогранитов, аналогичных вышеописанным в Шахдаринской и Корумдинской зонах.

Аличурская зона впервые была выделена В.П.Булиным и Г.В.Кузнецовым в 1962 г. В настоящее время представление о её строении и объёме существенно изменились. По данным А.Г.Владимирова, М.М.Малых и др. /34, 38, 52/, индивидуальность зоны определяется двумя особенностями: 1) широким развитием высокотемпературных Би[±]Гр[±]Корд[±]Гип-мigmatит-гранитов, эволюция которых происходила от тоналитового инъекционного до калиевого-гранитного автохтонного комплексов; 2) неоднократным внедрением на фоне развивающейся "гранитизации" даек и силлов пикробазитов, в которых последовательно возрастали содержания MgO, FeO и падали - Al₂O₃, TiO₂ и P₂O₅. Эти особенности с учетом эволюции P, T-параметров метаморфизма пород субстрата (см. раздел 2.3.4) позволяют говорить о формировании здесь гранит-мigmatитового очага с реликтами "малоглубинных гранулитов", возникшего под воздействием крупной термоаномалии на границе нижней коры и мантии. По данным U-Рb-датирования, возраст формирования этого очага отвечает позднему триасу (230-205 млн лет). Возраст и происхождение субстрата проблематичны. Реликты последнего представлены здесь Би[±]Гр[±]Сил[±]Корд[±]Гип-гнейсами, амфиболитовыми гнейсами, мраморами и кальцифирами. Возможно, к ним следует относить и некоторые тела доigmatитовых гнейсотоналитов.

В сравнении со смежными зонами ЮЭП, Аличурская характеризуется максимумом проявления гранитоидного магматизма и ультраметаморфизма триасового возраста (~ 70 % от общей площади). Магматические формации более поздних эпох тектогенеза (K_{I+2}, P - N) аналогичны таковым в Булункульской зоне.

Ваханская зона находится на крайнем юге Памира (см. рис.2). Её северной границей является Южно-Памирский разрыв, по которому структурно-вещественный комплекс зоны надвинут на докембрийские кристаллические сланцы и гнейсы ЮЭП. Основная часть Ваханской зоны находится на территории Афганистана, а в пределах Памира её образования известны только в Зоркульском и Намангутском блоках. Тот и другой сложены триасовыми терригенными породами, претерпевшими зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа /24/. Развитые здесь неогеновые двуслюдяные граниты памирского комплекса /33,131/ прорывают триасовые отложения и, как правило, приурочены к зонам термального максимума андалузит-силлиманитового метаморфизма.

Латерально-временные ряды магматических формаций Юго-Западного и Юго-Восточного Памира
на позднепалеозой-раннемезозойский период

Возраст	Юго-Западный Памир				Юго-Восточный Памир			
	Шахда- рянская	Корумдинская	Булункульская	Аличурская	Периферийная	Окраин- ная	Промежу- точная	Пере- ход- ная
J ₁₋₂					Гранит-лейкогранитовая редкометалльно-плюмазитово- го типа (башгумбеский, курустыкский комплексы)			
T ₃	Гранит-лейкогранитовая (шугнянский комплекс)							
			Монцодиорит-гранодиорит-гранитная (сереташский комплекс)					
			Кварц-диорит-то- налит-гранитная (внжоаличурский комплекс)					
T ₁ ?-T ₃			?	Перидотит-пироксе- нитовая субщелоч- ная (тупондарин- ский комплекс)	?	Габбро-долеритовая суб- щелочная (зоракбуринский комплекс)		
			Ультракалиевая гранит-лейко- гранитовая (ор- тобузский комп- лекс)	Мигматит-гранитовая (аличурский комп- лекс)	Риодацит-риолитовая (мурзабекская и ири- кьякская свиты)			
			Тоналит-гранодиорит-гранитная (тагаркакин- ский комплекс)	(гунтский комплекс)	Габбро-плагиогранит- ная (гликсурдинская серия)			
			Габбро-пироксе- нитовая субще- лочная (султар- сдаринский? комплекс)	Габбро-пироксенито- вая субщелочная (султарсдаринский комплекс)	Пикробазальт-базаль- товая субщелочная (кульджилгинская, ча- тырташская, дорадек- ская, каттамарджанай- ская, ниязекская, нич- кеджилгинская свиты и серии)			
			Гипербазитовая (гар- мчашминский комп- лекс)	Гипербазитовая (одекский комплекс)				

1.3. Схема развития индосинийского магматизма Юго-Западного и Юго-Восточного Памира

R ₂ ?-T	Граноидит-гранитная (реджистский комплекс)						
R ₂						Базальто-вап суопщелочная тахтау-лакская свита	
R ₁						Базальтовая толетковая (пандитская свита)	
S?-P?	Габро-тоналит-диабазогранитная (каракаринский и корумлинский комплексы)	?					Терригенно-туфобитная с редкими вулканитов (базарларинская серия) прослоями

Переходя к вопросу об эволюции магматизма, следует указать, что для отдельных зон ЮЗ и ЮВ Памира последовательность и характер вулканических и интрузивных образований раннемезозойского возраста четко увязываются с их геотектонической историей. Ниже предлагается генерализованная схема корреляции магматических формаций региона (табл. I). К важнейшим особенностям схемы, которые отличают её от ранее опубликованных /166, 184, 185/, относятся следующие.

I. Имеющиеся в нашем распоряжении геологические и геохронологические данные позволяют достаточно уверенно выделить собственно индосинийский цикл магматизма, охватывающий период от начала задожения внутриконтинентальных рифтовых структур Периферийной зоны ЮВП и близодновременных с ними мигматит-гранитов Аличурской зоны ЮЗП (T₁?-T₃) до формирования калиевых стресс-гранитов орогенной (T₃) стадии тектогенеза. Особое место занимают редкометалльные граниты (J₁₋₂), отвечающие посторогенной стадии развития региона. В совокупности перечисленные магматические и ультраметаморфические образования слагают не менее 50-70 % от площади всех магматитов Южного Памира, подтверждая тем самым правомерность отнесения этого региона к киммерийской складчатой системе. До сих пор складывалась парадоксальная ситуация, когда на стратиграфическом уровне В.И. Дроновым /72/ были получены неоспоримые доказательства существования на Южном Памире и в Афганистане позднеорийской фазы складчатости, а собственно магматических проявлений индосинийского тектономагматического цикла, за исключением триасовых вулканитов и небольших интрузий габброидов, не было известно*. Обоснованию предложенной схемы расчленения и корреляции триасовых и юрских магматических пород посвящён основной объём монографии.

2. Специфической особенностью Южно-Памирского региона, как уже отмечалось во введении, является совмещение на современном эрозионном уровне аллохтонных тектонических пластин и бло-

* К сходному выводу о необходимости выделения на Южном Памире раннекиммерийской магматической мегаассоциации независимо пришли Б.Р. Пашков и В.И. Буданов в 1990 г. /183/.

ков, близких по времени формирования, но резко различных по глубинности (от абиссальной до близповерхностной). Эта особенность, редко реализуемая в природе и проявившаяся на Памире в результате мощнейших альпийских движений, позволила реконструировать практически полный разрез континентальной коры на поздне-триасовый период времени и проследить динамику преобразования субстрата с формированием нескольких формационных типов орогенных гранитоидов в условиях мантийного диапиризма и коллизионного сжатия.

3. В отличие от раннекаймерийского тектономагматического цикла история геологического развития Южно-Памирского региона в предтриасовое время охарактеризована значительно менее подробно и требует дополнительного изучения. В первую очередь это относится к корумдинской метабазит-гнейсо-сланцевой серии, слагающей субстрат одноименной зоны. Высказанное одним из авторов (А.Г.Владимиров) предположение о позднепалеозойском возрасте и островодужной природе этой ассоциации пока не подтверждено геохронологическими исследованиями, хотя и не противоречит имеющимся геологическим данным. Этот момент необходимо учитывать при прочтении книги, особенно в части, касающейся геодинамических реконструкций. Поэтому в разделе 4, кроме модели коллизии микролиты Юго-Западного Памира с активной континентальной окраиной Евразии на рубеже поздней перми - раннего триаса, обсуждаются и возможные альтернативные варианты, также удовлетворяющие имеющимся геологическим данным.

* * *

Употребляемая в книге петрографическая номенклатура, а также используемая систематика магматических формаций и геодинамических обстановок их формирования приведена, насколько это было возможным, в соответствии с рекомендациями Петрографического и Тектонического комитетов ОИГГН РАН. В то же время необходимо отметить, что для сложнодислоцированных зон коллизионного сжатия, к которым относятся Памиро-Гималаи, типизация индикаторных магматических формаций еще находится в стадии становления. Поэтому авторы надеются, что изложенный в книге региональный и петрологический материал будет способствовать решению этой проблемы.

2.1. Шахдаринская и Корумдинская зоны

В этих зонах с раннего мезозоя до кайнозоя включительно преобладающим геодинамическим режимом являлось тангенциальное сжатие и, как следствие, тектоническое расслоение земной коры, сопровождавшееся интенсивным гранитоидным магматизмом. Имеющиеся U-Pb- и Rb-Sr-датировки гранитов (см. ниже), а также их сравнительный анализ с геологическим материалом по индосинидам Памира позволяют выделить два основных рубежа проявления коллизионных процессов: поздне-триасовый и раннеэоценовый. В совокупности они привели к формированию гигантского по масштабам ($\geq 2700 \text{ км}^2$) Памирско-Шугнанского полихронного плутона стресс-гранитов, выходы которого приурочены к осевым частям Южно-Аличурского и Шугнанского хребтов (см. рис.2). В региональном плане этот плутон представляет собой два самостоятельных очаговых ареала, внутри которых разновозрастные коллизионные граниты слагают серии сближенных в пространстве пластообразных интрузий и сопровождаются широкими (до 1-2 км) инъекционно-пегматитовыми экзоконтактовыми зонами /I55,201,202/. В геологической литературе указанные ареалы гранитного магматизма известны как Памирский и Шугнанский массивы межформационного типа /I55,184,185,197/.

Шугнанский массив (очаговый ареал) находится в пределах Шахдаринской зоны ЮЭП (см. рис.2). По геофизическим данным — это грубопластообразное тело, полого падающее на юг и имеющее мощность 2,5-3,5 км. Южная часть рассматривается как корневая, постепенно через зону инъекционных аплитопегматитовых и гранитных жил переходящая в докембрийский гнейсомраморный субстрат. Северная или фронтальная часть ограничена Гунтским, Дузахдаринским и Мац-Кокбайским региональными разломами, местами переходящими в надвиги. Наиболее развиты здесь поздне-триасовые коллизионные граниты шугнанского комплекса, представленные многочисленными sillами, перемежающимися с докембрийским парагнейсовым субстратом. Они имеют син- и посттектоническое положение, залечивая частные плоскости срыва раннекембрийского (?) заложения и в свою очередь подвергаясь стресс-метаморфизму и частичному плавлению, которые связаны уже с альпийскими подвижками. Более ранние по отношению к ним порфиробластические гнейсограниты реджистского комплекса ($P_2?$ -T) достоверно установлены только в долине р.Шахдара (рис.3), а более поздние стресс-граниты памирского комплекса (N_1) — в пределах тектонической аллохтонной пластины бассейна р.Ривақдара, где они несут редкометалльно-пегматитовое оруденение.

Памирский массив (очаговый ареал) находится в пределах Корумдинской зоны ЮЭП (см. рис.2). По геофизическим и геологическим данным его морфология отвечает сводовому поднятию, максимальная мощность которого 7,5-8,5 км /I55/. Порфиробластические гнейсограниты реджистского комплекса ($P_2?$ -T) приурочены к центральной, наиболее глубоко вскрытой части этого поднятия, в то время как равномерно-зернистые гнейсограниты шугнанского (T_3) участвуют в строении его флангов (рис.4). Последние представлены многочисленными sillами, перемежающимися с ортогнейсами корумдинского комплекса. Эоценовые стресс-граниты слагают крупный пластообразный интрузив, срезающий южную часть раннекембрийского гра-

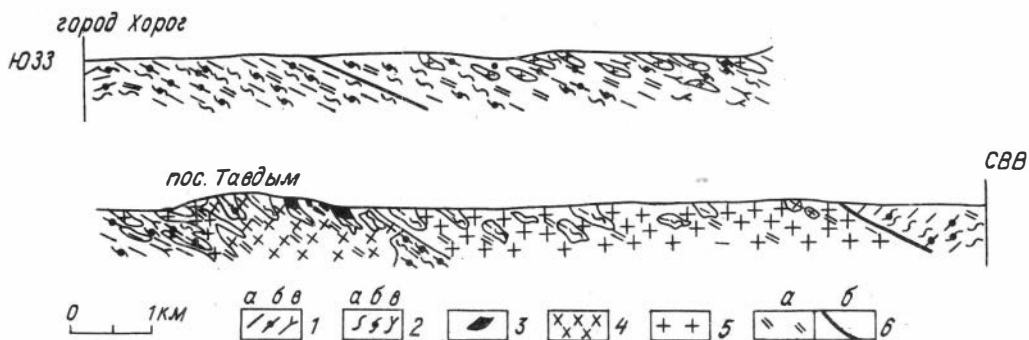


Рис. 3. Схематический геологический разрез через Шугнанский массив и его обрамление по долине р. Шахдара. Составлен А. Г. Владимировым, В. Н. Смирновым: 1-3 - орто- и параметаморфические породы шахдаринской серии, др: 1 - гнейсы, 2 - мигматиты по гнейсам (а - биотитовые, б - гранатовые, в - силлиманитовые, 3 - амфиболиты; 4 - Би[±]Гр-гнейсогранодиорит-гнейсограниты реджистского комплекса (P₂?-T); 5 - Би[±]Му[±]Гр[±]Сил-гнейсограниты шугнанского комплекса (T₃); 6 - зоны бластомилонитов и бластокатаклизитов (а), разрывные нарушения (б).

нитогнейсового сводового поднятия. Особенности контактовых зон неогеновых стресс-гранитов также указывают на их формирование, происходившее на фоне интенсивных тектонических движений. Об этом свидетельствуют разновозрастные интрузивные аплитопегматитовые жилы, наиболее ранние из которых катаклизируются и милонитизируются, а поздние - уже пересекают зоны бластомилонитов и бластокатаклизитов.

Следует особо подчеркнуть, что раннекimmerийские стресс-граниты сосредоточены только в пределах Памирского и Шугнанского очаговых ареалов. Вместе с тем, альпийские стресс-граниты более распространены. Кроме охарактеризованной области сочленения Шахдаринской и Корумдинской зон, они слагают расположенный севернее крупный Ячилькульский массив и его сателлиты, а также прорывают зонально-метаморфизованные сланцы Намангутского блока ЮЗП на крайнем юге региона (см. рис. 2). По данным Л. Н. Россовского и др. /201, 202/, поля этих гранитов, несущих редкометалльно-пегматитовое оруденение, устанавливаются также на афганском продолжении Намангутского блока (Ваханская зона).

Геологическое развитие Шахдаринской и Корумдинской зон в допоздне триасовый период отличалось. Шахдаринская зона в это время была амагматична и имела сходство по типу метаморфизма и структурным деформациям только с расположенными к югу от неё Хорогской и Горанской зонами ЮЗП /23/. Корумдинская, напротив, имела преимущественное магматическое происхождение. Слагающие её субстрат бластомилониты и бластокатаклизиты образованы по известково-щелочной габродиорит-тоналитовой серии поред, возраст которых не известен (см. раздел 2.1.1).

Схема корреляции магматических образований Шахдаринской и Корумдинской зон ЮЗП приведена в табл. I. Прежде чем перейти к детальной характеристике комплексов, необходимо сказать несколько слов об истории их изучения.

Высокоглиноземистые гнейсограниты реджистского (P₂?-T), шугнанского (T₃) и памирского (N₁) комплексов ранее рассматривались в составе единого памирско-шугнанского (по А. М. Месхи /166/), возраст которого принимался докембрийским /30, III, II₂, I₁₈/, мезозойским (J₂-K₁) /18, 166, 184, 185, 197/ или неогеновым /131, 183/. Отметим, что последняя оценка появилась после проведения Л. Л. Шани-

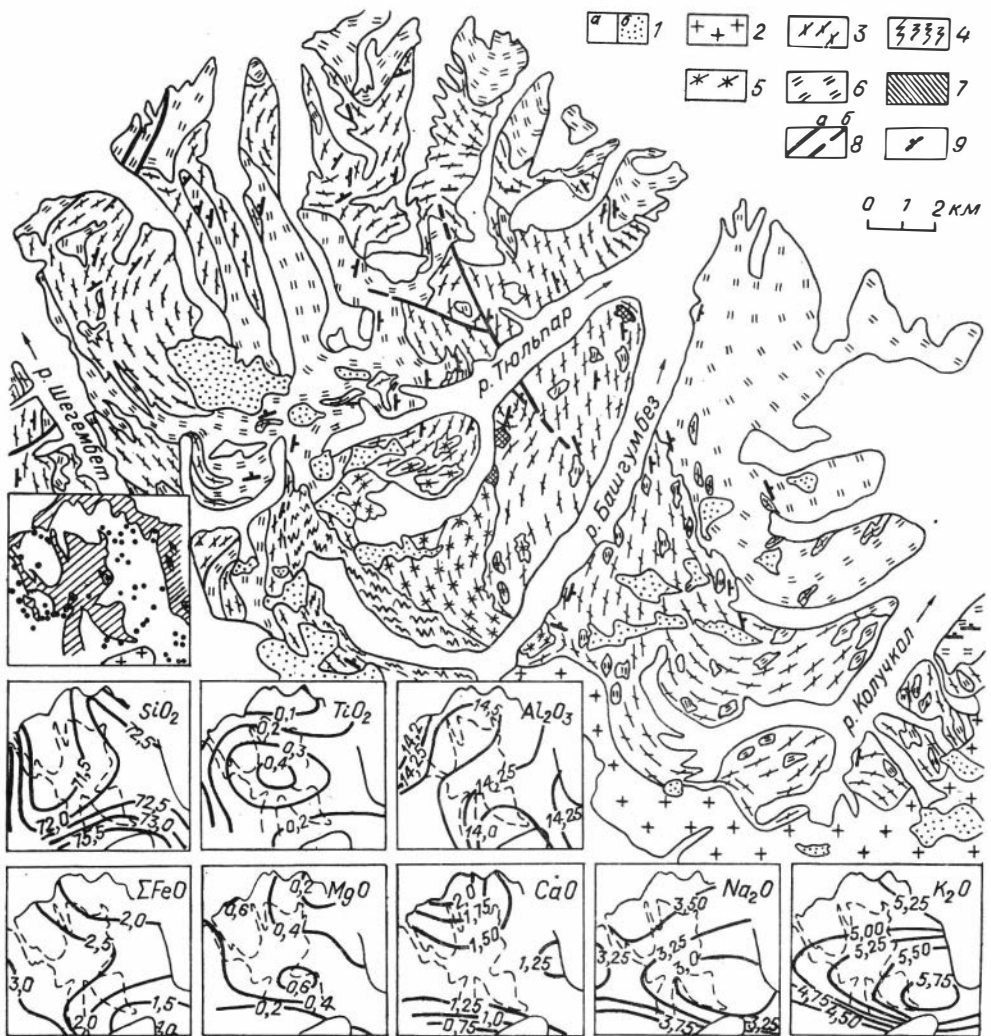


Рис.4. Геологическая схема центральной части Памирского массива (междуречье Шегембет-Колучкол) и результаты петрохимического тренд-анализа по гнейсогранитам шугнанского комплекса. Составлена А.Г.Владимировым, С.Н.Рудневым с использованием данных А.П.Карякина:

1 - четвертичные отложения (а), ледники (б); 2 - Би[±]Му[±]Гр-гранит-лейкограниты памирского комплекса (П₁); 3 - Би[±]Му[±]Гр-гнейсограниты шугнанского комплекса (Т₃); 4 - мигматиты (Т₃?), развитие по парагнейсам неясной принадлежности и гнейсогранодиорит-гранитам реджистского комплекса; 5 - Би[±]Гр-гнейсогранодиорит-гнейсограниты реджистского комплекса (Р₂?-Т); 6 - бластомилониты и бластокатаклазиты по корумдинскому гнейсодиорит-гнейсотоналит-гнейсоплагиогранитному комплексу (С?-Р?); 7 - metabазиты карадаринского комплекса (С?-Р?); 8 - разрывные нарушения (а - достоверные, б - предполагаемые); 9 - структурные элементы гнейсовидности и плоскостей бластомилонитизации.

ным и др. /IZI/ Rb-Sr-датировок гранитов. Предположение о полихронной природе Памирско-Шугнанского плутона впервые было высказано нами в 1987 г. на основе

геологических наблюдений /32/, а сейчас подтверждено U-Pb-датированием цирконов (см. ниже).

Корумдинская метабазит-гнейсодиорит-гнейсотоналитовая серия выделена А.П.Карякиным /III/, который сопоставил её на основе сходства петрохимического состава с "серыми гнейсами" и высказал предположение о её архейском возрасте. Ранее эти образования включались в состав аличурской метаморфической серии условно протерозойского возраста /23/. Все исследователи интенсивное развитие бластомилонитов связывали с перекристаллизацией пород под влиянием синскладчатых гранитов. В 1990 г. Б.Р.Пашковым и В.И.Будановым /I83/ зона бластомилонитов, приуроченная к Мац-Кокбайскому и Аличурскому надвигам, была проинтерпретирована как субдуктивная, однако проблема возраста ими не обсуждалась.

В рамках данной монографии рассматриваются только позднепалеозойские(?) - раннемезозойские магматические образования, локализованные в пределах Корумдинской и Шахдаринской зон. Широко развитым неогеновым стресс-гранитам памирского комплекса посвящен самостоятельный цикл публикаций /33, I3I, 203, 254/.

2.1.1. Габбро-диорит-тоналит-плагиограниты корумдинской серии, С?-Р?

Сведения о распространенности, внутреннем строении и вещественном составе корумдинской серии пока имеют неполный характер. По данным А.П.Карякина /II2/, эта серия состоит из двух автономных комплексов: карадаринского метабазитового и собственно корумдинского гнейсодиорит-гнейсотоналит-гнейсоплагиогранитного. Между базитовой и гранитоидной породными группами установлен разрыв по содержанию петрогенных окислов, в том числе по SiO_2 на уровне ~ 55мас.% (рис.5).

Метагабброиды обычно представлены мелкими включениями, будинами или останцами-ксеноблоками, заключенными среди более молодых гранитоидов корумдинского, реджистского и шугнанского комплексов. Относительно крупные выходы, достигающие первых сотен метров в поперечнике, закартированы в междуречье Башгумбез - Тольпар (см. рис.4). Истинный объем метабазитов не установлен, но, по-видимому, не превышает первых процентов от площади всей корумдинской серии.

Кварцевые гнейсодиориты и гнейсотоналиты преобладают (>90-95 %). На их магматический генезис указывают котектические составы, а также присутствие в редких случаях ксенолитов мраморов, кристаллосланцев и кварцитов. Между собой гнейсодиориты и гнейсотоналиты иногда имеют интрузивные контакты, но чаще последние затушеваны процессами наложенной бластомилонитизации и бластокатаклаза. По этой же причине невозможно установить первичную морфологию интрузивов. Полевые наблюдения показывают, что тела ортогнейсов корумдинской серии обычно картируются в виде разнообразных по размеру пластин ($l \geq 1-1,5$ км, $M \geq 300-400$ м), которые инъецированы и "запаяны" по плоскостям расланцевания стресс-гранитами как триасового, так и неогенового возраста (рис.6). Поскольку процессы деформаций альпийской стадии наиболее интенсивны, то структурные элементы ранних стадий удается наблюдать только в реликтовой форме. Это хорошо видно на примере Памирского полихронного массива в междуречье Шегембет - Колучкол (см. рис.4). Здесь ориентировка плоскостей расланцевания и гнейсовидности в гранитоидах корумдинского комплекса совпадает с гнейсовидностью поздне триасовых стресс-гранитов шугнанского комплекса. Те и другие конформны по отношению друг к другу и деформированы в едином структурном плане, образуя слабо выражен-

Рис.5. Гистограмма распределения SiO_2 (мас.%) в корумдинской метабазит-гнейсодиорит-гнейсотоналит-гнейсоплагиогранитной серии. Стрелками отмечены статистически достоверные (уровень значимости > 95 %) минимумы, разделяющие базитовую, тоналитовую и плагиогранитную породные группы (n% - частота встречаемости).

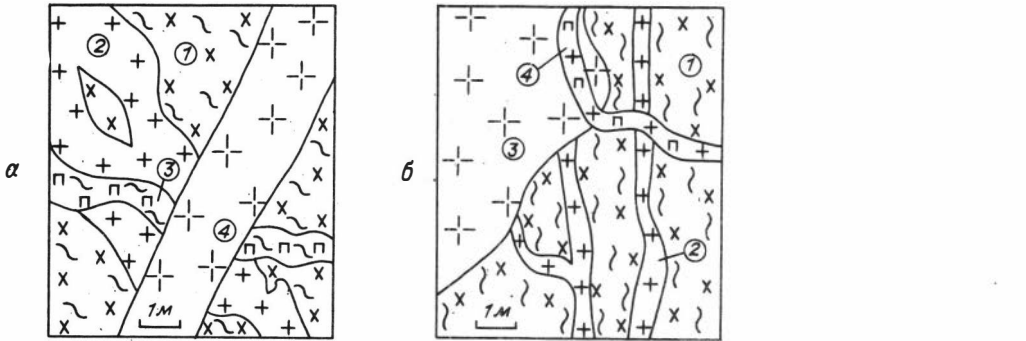
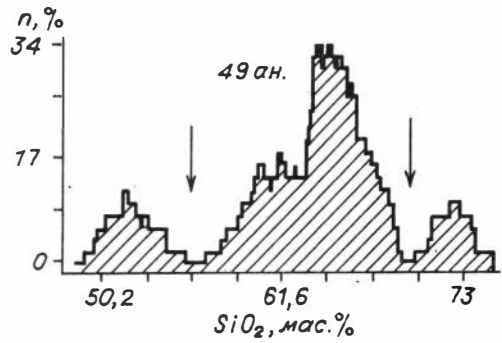


Рис.6. Зарисовки обнажений в Памирском массиве (по А.Г.Владимирову, С.Н.Рудневу):

а - срезание плоскостей расчлененности гнейсотоналитов (I) корумдинского комплекса (С?-Р?) гранитами (2) и амфилопегматитами (3) шугнанского комплекса, T_3 . В свою очередь эти породы прорваны г-з пегматитами (4) памирского комплекса, N_1 ; б - blastsмилониты по гнейсотоналитам корумдинского комплекса, С?-Р? (I) содержат послойно-инъекционные жилы с-з гнейсогранитов шугнанского комплекса, T_3 (2). Обе разновидности прорваны с-з массивными гранитами (3) и к-з пегматитами (4) памирского комплекса, N_1 ; в - м-з metabазиты карадаринского комплекса, С?-Р? (I) и прорывающие их пегматитоподобные плагиогранитные жилки корумдинского комплекса (2) срезаются к-з гнейсогранодиоритами (3), с-з гнейсогранитами (4) и с-з пегматодами (5) реджистского комплекса, P_2 ?-Т. Вся гамма пород прорвана к-з, н-з амфилопегматитами шугнанского комплекса, T_3 (6).

ное сводовое поднятие. Только в южной части этого свода, имеющего, очевидно, раннекамерийское заложение, структурные элементы всех пород становятся субогласными с общим падением и протогнейсовидностью неогеновых стресс-гранитов.

Гнейсоплагиограниты корумдинского комплекса представлены единичными жилами ($M = 5-50$ см), пересекающими породы более меланократового состава. Морфоло-

Химический состав (мас.%) метабазитов карадаринского комплекса
(Корумдинская зона ЮЭП)

Номер обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
P536	50,24	1,19	18,12	9,24	0,23	4,70	9,11	1,94	2,02	2,11	0,55	99,45
P531	50,74	1,90	17,24	9,11	0,19	4,80	7,59	3,24	2,46	1,63	0,54	99,44
P536/I	50,89	1,49	19,89	8,06	0,15	3,71	7,59	2,64	2,51	2,09	0,41	99,43
2055/I	51,56	1,92	17,70	9,18	0,18	4,77	7,21	3,12	2,08	1,72	0,48	99,92
4804/I	52,62	1,24	19,01	7,71	0,14	4,91	6,74	2,81	3,29	1,54	0,70	100,17
3047	52,64	1,04	18,33	7,03	0,14	6,15	8,54	2,53	1,25	1,84	0,22	99,71
P528/3	53,71	1,56	18,04	8,63	0,15	4,20	6,74	3,24	1,73	1,48	0,45	99,93
\bar{X}	51,77	1,48	18,33	8,37	0,16	4,75	7,64	2,79	2,19	1,77	0,48	
s	1,25	0,34	0,88	0,94	0,03	0,75	0,89	0,47	0,65	0,25	0,15	

Примечание. Все пробы отобраны в междуречье Башгумбез – Колучкол. Авторы проб – А.Г.Владимиров, С.Н.Руднев.

гия этих жил обычно плитообразная и субпараллельная с плоскостями расщепления вмещающих пород. В местах интенсивной бластомилонитизации относительно мощные жилы плагиогранитов будинируются, а мелкие приобретают форму пегматитов, шарнирные оси которых совпадают с общим направлением сланцеватости. На контакте метабазитов и гнейсотоналитов с гнейсогранитами реджистского комплекса (P₂?-T) зафиксировано срезание деформированных плагиогранитных жил (рис.6,б). Это прямо указывает на существование этапа деформаций, который был наложен на ортогнейсы корумдинской серии ещё в допоздне триасовое время.

По микроскопическим наблюдениям габброиды карадаринского комплекса представляют собой м-з, р-з амфиболиты (Пл+Би±Рог±Гр±Рудн), только в редких случаях сохраняющие реликтовые офитовые или пойкилофитовые структуры. Химический состав метабазитов (табл.2) указывает на лейкократовый уклон, низкую титанистость (TiO₂ = 1,0–1,9 мас.%) и повышенную глиноземистость (Al₂O₃ = 17,7–19,9 мас.%), что сближает их с высокоглиноземистыми базальтами островодужных известково-щелочных серий /66,224/. Из-за наложенного метаморфизма амфиболит и эпидот-амфиболитовой фации (см. ниже), изменившего первичные соотношения щелочей, магния и кальция (см. табл.2), более определенные выводы о генезисе метабазитов сделать невозможно.

Мелкозернистые или среднезернистые кварцевые гнейсодиориты и гнейсотоналиты корумдинского комплекса – серые или темно-серые породы, отличающиеся друг от друга только количественным соотношением минералов. Они сложены (в %): Кв 15–25, Би 20–30, Пл 45–65, Кшп 5–30, Гр до 5 и Рудн 1–2. В кварцевых гнейсодиоритах появляется также зеленая роговая обманка (до 1–2 %). Структуры пород бластокатакlastические, монтогранобластовые, иногда реликтовые. Плагиоклаз отвечает слабозональному или незональному андезину (30–40 % Ан). Обращает на себя внимание неравномерное развитие Кшп, который замещает реликтовый первично-магматический Пл, и, как правило, появляется вблизи контактов с поздними калиевыми стресс-гранитами или в зонах интенсивной бластомилонитизации и бластокатаклаза пород. Петрохимический состав диорит-тоналитов, в наименьшей степени подверженных калишпатизации, представлен унимодальной породной группой со статистическим максимумом, приходящимся на 64–66 мас.% SiO₂ (см. рис.5). Как и в случае метабазитов, эта группа пород характеризуется повышенной глиноземистос-

Таблица 3

Средние содержания (мас.%) петрогенных окислов
в магматических породах корумдинского комплекса

Группа пород (интервал по SiO ₂ , мас.%)	N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Fe ₂ O ₅
Гнейсодиориты (57-60)	4	58,82	1,16	18,02	5,89	0,08	2,26	5,04	3,71	2,66	1,98	0,30
Кварцевые гнейсодиориты (60-63)	8	<u>61,17</u> 0,86	<u>0,96</u> 0,11	<u>17,62</u> 0,44	<u>5,75</u> 0,77	<u>0,08</u> 0,02	<u>2,56</u> 0,45	<u>4,33</u> 0,95	<u>3,21</u> 0,62	<u>2,58</u> 0,53	<u>1,32</u> 0,26	<u>0,21</u> 0,06
Гнейсотоналиты (63-66)	18	<u>64,29</u> 0,75	<u>0,78</u> 0,14	<u>16,79</u> 0,40	<u>4,60</u> 0,59	<u>0,08</u> 0,02	<u>2,00</u> 0,38	<u>4,00</u> 0,45	<u>3,51</u> 0,61	<u>2,54</u> 0,58	<u>1,17</u> 0,33	<u>0,20</u> 0,07
Гнейсолейкотоналиты (66-69)	7	<u>66,88</u> 0,45	<u>0,68</u> 0,14	<u>16,06</u> 0,53	<u>4,14</u> 0,26	<u>0,05</u> 0,01	<u>1,44</u> 0,32	<u>3,32</u> 0,61	<u>3,65</u> 0,30	<u>2,59</u> 0,81	<u>1,00</u> 0,35	<u>0,18</u> 0,06
Гнейсоплагиограниты (69-72)	5	71,86	0,21	14,86	2,65	0,09	0,64	1,86	4,13	2,51	0,93	0,07

Примечание. Над чертой - среднее арифметическое, под чертой - среднее квадратичное отклонение. При расчете использованы данные А.Г.Владимирова, С.Н.Гуднева и А.П.Карякина.

Таблица 4

Средние содержания F (мас.%) и редких элементов (г/т)
в магматических породах корумдинского комплекса

Группа пород (интервал по SiO ₂ , мас.%)	F	B	Li	Rb	Sr	Ba	Zr	Nb
Гнейсодиориты (57-60)	<u>0,15(4)</u> 0,10-0,20	<u>7(3)</u> 3-9	<u>52(4)</u> 23-84	<u>162(4)</u> 128-210	<u>255(4)</u> 205-305	<u>749(4)</u> 430-900	<u>310(2)</u> 275-345	<u>20(3)</u> 15-25
Кварцевые гнейсодиориты (60-63)	<u>0,12(6)</u> 0,06-0,16	<u>8(6)</u> 3-14	<u>57(8)</u> 21-82	<u>152(8)</u> 80-335	<u>252(8)</u> 130-335	<u>410(8)</u> 265-555	<u>187(6)</u> 140-220	<u>13(4)</u> 10-18
Меланократовые гнейсотоналиты (63-66)	<u>0,10(13)</u> 0,06-0,20	<u>7(13)</u> 3-12	<u>48(17)</u> 5-110	<u>147(17)</u> 80-255	<u>295(17)</u> 210-670	<u>482(17)</u> 270-780	<u>183(14)</u> 95-400	<u>11(11)</u> 10-20
Лейкократовые гнейсотоналиты (66-69)	<u>0,08(4)</u> 0,06-0,12	<u>7(4)</u> 6-8	<u>40(7)</u> 12-60	<u>171(6)</u> 120-220	<u>248(6)</u> 175-340	<u>652(6)</u> 225-1165	<u>186(6)</u> 110-400	<u>10(4)</u> 10-10
Гнейсограниты (69-73)	<u>0,06(4)</u> 0,02-0,08	<u>6(4)</u> 3-12	<u>35(4)</u> 28-46	<u>111(4)</u> 97-157	<u>138(4)</u> 60-270	<u>443(3)</u> 300-630	не опр.	не опр.

Примечание. Над чертой - среднее арифметическое, под чертой - пределы вариаций частных определений, в скобках - число анализов.

тью (Al₂O₃ = 19,3-15,3 мас.%) и явно нарушенными соотношениями большинства петрогенных окислов, в первую очередь щелочей, что выражается в высокой дисперсии их содержаний и отсутствии корреляции с SiO₂ (табл.3). С этим же, очевидно, связаны повышенные концентрации и дисперсия Rb и Ba (табл.4) при стандартных для тоналитов активных континентальных окраин содержаниях остальных компонентов /264,322/.

Гнейсоплаггиограниты - светло-серые, м-з или с-з породы, состоящие из Кв ~ 30 %, Пл ~ 65 %, Кшп до 2 % и Би ~ 5-10 %. Эпизодически появляется наложенный гранат (до 5 %). Структуры - гранобластовые и гранолепидобластовые. Из всех разновидностей корумдинского комплекса только жилы плаггиогранитов не имеют признаков наложенной калишпатизации, а их химический и редкоэлементный состав (см. табл.3,4) близок к средним оценкам для известково-щелочных гранитов и риолитов АК0 /264,322/.

Таким образом, приведенное выше описание свидетельствует о принадлежности метабазит-ортогнейсов, слагающих субстрат Корумдинской зоны, к известково-щелочной высокоглиноземистой серии, сопоставимой с вулканоплутоническими комплексами активных континентальных окраин. Этот вывод подтверждается при нанесении их составов на диаграммы "АФМ" и "Ca-Na-K" (рис.7). Последующий метаморфизм магматических пород корумдинской серии, связанный с наложением деформаций

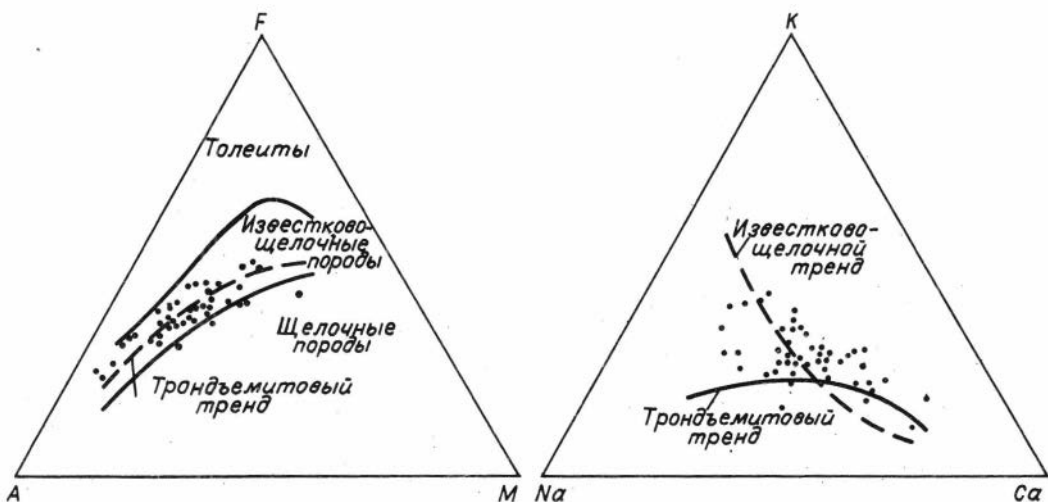


Рис.7. Расположение составов корумдинской метабазит-гнейсодиорит-гнейсотоналит-плагриогранитной серии (С?–Р?) на диаграммах "АФМ" и "Са-На-К".

Таблица 5
Химический состав (мас.%) граната и биотита
из ортогнейсов корумдинского комплекса (обр.5053/1)

Компоненты	Г р а н а т					Биотит
	центр	зона I	зона II	зона III	край	
SiO ₂	Не определялись					35,4
TiO ₂	Не определялись					1,93
Al ₂ O ₃	Не определялись					17,58
FeO	31,61	31,59	31,63	31,74	30,83	20,05
MnO	4,51	4,59	4,87	5,43	7,05	9,25
MgO	3,43	3,33	3,03	2,59	1,80	9,68
CaO	2,22	2,18	2,21	2,12	2,07	Не обн.
Na ₂ O	Не определялись					0,13
K ₂ O	Не определялись					9,31
Сумма	41,77	41,69	41,74	41,88	41,75	94,33
t, %	83,80	84,19	85,42	87,30	90,58	53,80

Примечание. Образец отобран по левому борту р.Гунт (пос. Ванкала) в северном обрамлении Шутнанского массива. Автор – А.Г.Владимиров.

и внедрением синтетектонических коллизионных гранитов, носил высокотемпературный полициклический характер. Ранняя стадия, судя по появлению альмандина (t = 79 %) в метабазитах, отвечала высокотемпературной части амфиболитовой, поздняя – амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям. На регрессивный и относительно более низкотемпературный характер альпийского тектономагматического цикла указывают, в частности, особенности состава индекс-минералов (Гр, Би) из мета-

морфизованных кварцевых диоритов (табл.5). Гранат здесь обладает регрессивной зональностью по MgO и MnO и характеризуется повышенной железистостью ($f = 84-90\%$), биотит имеет низкую титанистость ($tiO_2 = 1,9 \text{ мас.}\%$). Оценка температуры равновесия для центров соприкасающихся зерен при заданном давлении 4-6 кбар варьирует от 620 до 635 °С (по Гр-Би - геотермометрам Л.Л.Перчука и др. /17/ и А.Томпсона /333/).

2.1.2. Гранодиорит-граниты реджистского комплекса, $P_2^?$ -Т

В самостоятельный комплекс эти магматические породы выделены нами впервые /32/. Исследователи рассматривали их в качестве эндоконтактной гибридной фации /18,166,197/ или ранней интрузивной "фазы-фации" /155,185/ памирско-шугнанских гранитов. Недавно высказана ещё одна точка зрения, согласно которой сходные породы интерпретируются как метасоматически переработанные ортогнейсы корумдинского комплекса /112/.

Нами установлено, что порфировидные гранитоиды реджистского комплекса слагают самостоятельные интрузивные тела, которые обычно сопряжены в пространстве с позднетриасовыми гранитами шугнанского. Они обнажаются в местах их выклинивания, в эрозионных окнах или находятся в виде изолированных останцов и ксенолитов. Истинный объем реджистского комплекса пока не известен. Наиболее крупные массивы закартированы в долине р.Шахдара (Тавдынский массив, Шахдаринская зона ЮЭП) и в междуречье Тольпар - Башгумбоз (Тольпарский массив, Корумдинская зона ЮЭП). С метабазит-ортогнейсами корумдинской серии эти гранитоиды имеют отчетливые интрузивные контакты, срезая деформированные (пегматитоподобные) жилы гнейсоплагиогранитов (см. рис.6,в). Более поздние граниты не только прорывают все петрографические разновидности реджистского комплекса вплоть до пегматитов, но и отделены от них этапом бластомилонитизации и бластокатаклаза, сопровождавшегося интенсивным калиевым метасоматозом. Последний выражен в неравномерном замещении калишпатом вкрапленников первично-магматического олигоклаз-андезина, а также в росте самостоятельных порфиробласт микроклина, цепочки которых трассируют плоскости расслаивания вмещающих пород. Местами они постепенно переходят в виргирующие жилки сливных калиевых метасоматитов (см. рис.6,в). Последовательность формирования реджистского комплекса имеет гомодропный многофазный характер, несколько отличный в Тольпарском и Тавдынском массивах.

Тавдынский массив. Гранитоиды реджистского комплекса слагают здесь штокообразное интрузивное тело, состоящее из трех фаз и жильных пегматитов (см. рис.3). Вмещающие породы представлены мигматизированными кристаллосланцами и гнейсами шахдаринской серии ($AR-PR_1?$). Последние часто присутствуют как ксенолиты неправильной формы, постепенно растворяющиеся в гранитоидной матрице. Главный объем (~80%) сложен к-з порфировидными Bi^+ Гр-гнейсогранитами (2-я фаза), которые содержат ксенолиты с-з порфировидных Би-гнейсогранодиоритов и в свою очередь срезаются жилами и дайками к-з, н-з Би-Му⁺Гр-гнейсогранитов. Завершается комплекс двуслюдяными пегматитами, которые иногда обогащены Гр и Турм. Средний химический и редкоэлементный состав всех интрузивных фаз приведен в табл.6,7.

Тольпарский массив представляет собой эрозионное окно, в пределах которого вскрыта центральная часть сводового поднятия Памирского очагового ареала (см. рис.4). Гранитоиды реджистского комплекса слагают здесь плитообразное те-

ло, кровля которого частично срезана гнидами шугнанского комплекса, а в подошве обнажены мигматизированные гнейсы, возможно, принадлежащие шахдаринской серии. Контакт с гнейсами имеет расплывчатый характер и осложнен мигматитами. В ряде случаев удается наблюдать срезание лейкосомы мигматитов по парагнейсам порфиридовидными гранитами реджистского комплекса, что полностью исключает автохтонную природу последних. Вдоль северной границы массива между гранитоидами реджистского и шугнанского комплексов "зажаты" дезинтегрированные фрагменты более древних метабазитов и гнейсотоналитов корумдианской серии. Взаимоотношения между ними были описаны в предыдущем разделе (см. также рис.6, в). Внутреннее строение более простое, чем в Тавдымском массиве: I-я фаза - с-з, к-з порфиридовидные Би[±]Гр-гнейсогранодиориты (~90%), 2-я-к-з, н-з; почти всегда порфиробластические Му-Би[±]Гр-гнейсограниты (~10%), 3-я - пегматиты близкого минерального состава (см. табл.6.7).

Таблица 6

Средний химический состав (мас.%) гранитоидов реджистского комплекса

№ п/п	Массив, фаза, петрографическая характеристика	N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅
Тавдымский массив													
1	I-я - с-з порфиридовидные Би [±] Гр-гнейсогранодиориты	2	65,88	0,52	18,42	3,07	0,04	1,99	2,02	4,94	1,99	0,75	0,16
2	2-я - с-з, к-з порфиридовидные Му-Би [±] Гр граниты	4	70,34	0,28	15,45	2,97	0,03	0,91	1,75	4,00	3,28	0,42	0,18
3	3-я - с-з, к-з, н-з Му-Би [±] Гр граниты и лейкограниты	7	72,74 1,04	0,26 0,08	14,58 0,34	1,95 0,28	0,03 0,01	0,54 0,24	2,00 0,30	3,75 0,35	3,43 0,36	0,37 0,17	0,10 0,03
Тальпарский массив													
4	I-я - с-з, к-з порфиридовидные Би [±] Гр-гнейсогранодиориты	II	65,61 1,66	0,68 0,13	16,64 0,40	4,37 0,69	0,07 0,02	1,62 0,47	3,59 0,35	3,57 0,36	2,58 0,55	0,81 0,29	0,23 0,04
5	2-я - к-з, н-з порфиробластические Му-Би [±] Гр гнейсограниты	3	72,08	0,28	13,77	2,05	0,02	0,44	1,53	3,18	5,70	0,40	0,07

Примечание. Авторы проб - А.Г.Владимиров, С.Н.Руднев, А.П.Карякин. Над чертой - среднее арифметическое, под чертой - среднее квадратичное отклонение.

Таблица 7

Средние содержания R (мас.%) и редких элементов (г/т) в гранитоидах реджистского комплекса

№ п/п	R	Li	Rb	Cs	Be	Sr	W	Zr	Ba	B	Zn
Тавдымский массив											
1	0,08(1)	50(4)	I4I	4,6	I,0	Сл.	Сл.	435	260	4	I80
2	0,05(2)	91(3)	I23(3)	7,0(2)	4,5(2)	6(2)	2,5(2)	203(3)	308(3)	I2(3)	I92(3)
	0,03-0,07	44-165	50-182	4,9-9,2	4,0-5,0	5-7	сл.-5,0	124-320	200-495	10-15	150-225
3	0,03(3)	119(3)	I95(3)	7,4(3)	4,5(3)	7(3)	I,8	220(3)	413(3)	I4(2)	I38(3)
	0,02-0,04	60-168	I73-120	4,5-10,7	сл.-7,0	6-9	сл.-5,0	118-390	260-670	I3-16	80-185
Тальпарский массив											
4	0,11(6)	34(6)	I43(6)	5,0(6)	2,0(6)	5(5)	9(5)	241(6)	425(6)	9	I65
	0,07-0,15	29-42	I36-164	4,1-6,5	1,0-3,5	4-6	6-10	194-265	350-560	8-10	105-255
5	0,02(2)	19,5(2)	I52(2)	2,5(2)	1,8(2)	3,5(2)	8(2)	I76(2)	680(2)	8(2)	217
		19-20	I45-159	2,1-2,9	сл.-2,5	3-4		I35-218	600-760		205-230

Примечание. Над чертой - среднее арифметическое (в скобках число проб), под чертой - пределы вариаций частных определений. Выделенные группы (I-5) соответствуют табл.6.

Возраст реджистского комплекса, вероятнее всего, близок к рубежу поздней перми – раннего триаса (не древнее). Основанием для такого вывода послужило U-Pb-датирование циркона из пробы III-I, отобранной в долине р. Шахдара напротив пос. Тавдым из Би⁺Гр-гнейсогранитов 2-й (главной) фазы. Морфогенетический и микрорентгеноспектральный анализ /204/ показали, что цирконы из этой пробы представлены призматическими розовыми или бесцветными кристаллами, имеющими все признаки магматического происхождения. Только ~10 % зерен имеют слегка сглаженные ребра, огранка остальных не несет признаков растворения. Оптически видимых реликтовых ядер нет, однако при микронзондовом сканировании для некоторых кристаллов устанавливается ранняя генерация, имеющая прогрессивную зональность по гафнию и иттрию, концентрации которых падают к краю зерен. Регрессивные оторочки, в этом случае, занимают не более 5-10 % от объема. Результаты U-Pb-датирования (табл.8) указывают на слабую нарушенность радиологической системы: T = 230-250 млн лет.

Петрография и минералогия. Гнейсогранодиориты – это светло-серые, с-з или к-з порфиroidные породы, сложенные Кв 15-20 %, Пл 45-55 %, Кш 10-15 %, Би 10-15 % и Му 0-4 %. Структуры преимущественно гранолепидобластовые, обусловленные ориентированным расположением лейст красно-бурого Би, ленточные скопления которых обтекают крупные кристаллы Пл (до 1-2,5 см по удлинению). Последний представлен слабозональным андезитом (40-35 % Ан) в порфиroidных выделениях и олигоклазом (25-12 % Ан) в основной массе. Зерна Микр и Кв ксеноморфны по отношению к Пл.

Биотит является главным темноцветным минералом. Судя по химическому составу (табл.9, ан.1, 6, 7), он отвечает умеренножелезистому сидерофиллит-анниту, имеющему высокую глиноземистость ($f = 55-62 \%$, $l = 24-26 \%$). Обращают на себя внимание повышенные содержания хлора, равные 0,15-0,3 мас. %.

Гранат развит неравномерно, слагая субидiomорфные трещиноватые зерна ($d \sim 1-2$ мм). Из других аксессуарных минералов постоянно отмечается Ап, Мон и Ил.

Гнейсограниты обладают более к-з строением и только изредка содержат порфиroidные выделения андезина (35 % Ан). Их породообразующий парагенезис представлен (в %): Кв 30, Пл 30-35, Кш 20-25, Би 5-8, Му 7-10. Главные аксессуары: Гр, Мон, Ил, Ап и Цирк. Микроструктуры: гранолепидобластовые, гранитные, мirmekитовые. В сравнении с гнейсогранодиоритами количество Би здесь резко уменьшается, а по составу он смещается в сторону более высокой железистости и глиноземистости ($f = 61-66 \%$, $l = 25-26 \%$). Сохраняются повышенные концентрации хлора (0,27 мас. %). В сильно катаклазированных разностях, наряду с Кш-порфиroidбластезом, отмечается наложенная фибролитизация.

Гнейсолейкограниты наследуют структурно-минералогические особенности описанных выше пород, за исключением возрастающих содержаний Кв до 35 % и порфиroidбластического Кш до 25-30 %. Плагноклаз отвечает олигоклазу (20-14 % Ан), иногда с ядрами андезина (40-33 % Ан), биотит – высокожелезистому сидерофиллит-анниту ($f = 62-68 \%$, $l = 25-26 \%$, см. табл.9).

Петрохимия и геохимия. По валовому химическому составу (см. табл.6) реджистский комплекс относится к чисто гранитоидной короткой завершённой интрузивной серии натрового ряда (по терминологии Э.П.Изоха /100/). Суммарное содержание щелочей варьирует от 6,5-7 мас. % в гранодиоритах до 8-8,5 мас. % в лейкогранитах, при этом Na₂O постоянно преобладает над K₂O, за исключением предельно кремнекислых порфиroidбластических разностей. Учитывая резко выраженный корундонормативный состав, всю ассоциацию можно отнести к низкощелочной плагмазитовой петрохимической серии (по терминологии /117/).

Таблица 8

Результаты радиологического изучения проб циркона
в коллизионных гнейсогранитовых комплексах Шахдаринской и Корумдинской зон КЭП

Номер		Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца, %				Изотопные отношения / табулированный по ним возраст, в млн лет		
п/п	образца	U	Pb	204	206	207	208	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Реджистский гнейсогранодиорит-гнейсогранитовый комплекс										
1	III-1	1190	44,3	0,089	85,548	5,685	8,679	0,03631/230	0,2563/232	0,05119/249
Шугнанский гнейсогранит-гнейсолейкогранитный комплекс										
2	III-2	2280	56,4	0,760	49,830	13,660	35,740	0,01030/60	0,07120/65	0,05009/210
3	558	2095	99,6	1,101	37,511	18,046	43,342	0,00954/61	0,0655/64	0,04978/185
4	550-1	4870	107,3	1,174	34,266	18,944	45,616	0,00325/21	0,0218/22	0,0487/135

Примечание. Поправочный свинец выбран по модели Стейси-Краммера для возраста в 200 млн лет с изотопным составом I:18,39:15,61:38,36. Привязка проб: 1 - граниты реджистского комплекса (р.Шахдара); 2-4 - граниты шугнанского комплекса (2 - р.Шахдара, 3 - р.Башгумбоз, 4 - пос.Ванкала). Анализы выполнены В.А.Халиловым (ИПО "Кавурдгеология, г.Алма-Ата).

Таблица 9

Химический состав (мас.%) биотитов из гранитоидов реджистского комплекса

Интрузивные фазы	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	F	Cl
<u>Тавдымский массив</u>													
1	5012/2	35,29	3,09	17,46	21,65	0,22	7,34	не обн.	0,12	9,12	94,32	не опр.	не опр.
2	5016/2	34,78	2,54	18,15	21,38	0,28	7,52	не обн.	0,12	9,36	94,13	не опр.	не опр.
3	5042	34,90	3,02	18,32	20,78	0,24	7,21	0,01	0,12	9,27	93,78	не опр.	не опр.
3	5011/1a	34,69	1,89	18,13	22,62	0,42	6,60	не обн.	0,12	9,10	93,57	не опр.	не опр.
3	5011/1б	34,58	3,26	17,77	23,26	0,42	6,06	не обн.	0,12	9,22	94,69	не опр.	не опр.
<u>Тельпарский массив</u>													
1	P525/4	34,97	3,53	18,86	18,58	0,27	9,78	0,06	0,12	8,85	95,02	0,50	0,14
1	P525/1	34,25	3,41	18,86	19,72	0,20	8,97	0,04	0,16	9,04	94,65	0,62	0,32
2	P528/1	33,43	4,59	18,63	23,72	0,23	6,57	0,04	0,17	9,27	96,65	0,32	0,27

Примечание. Номера интрузивных фаз соответствуют табл.6.

Геохимический состав (см. табл.7) характеризуется близкларковыми содержаниями большинства редких элементов. По этим признакам реджистский комплекс сопоставим с геохимическим типом палингенных известково-щелочных гранитов, а его средний индекс редкометальности $F \cdot (Li+Rb)/(Sr+Ba)$, по Л.В.Таусону /219/, не превышает I60-I65. Эволюция состава от ранних фаз к поздним отражается только в резком снижении концентраций фтора при практически постоянном или незакономерном поведении остальных элементов.

Распределение РЗЭ определено только в гнейсогранитах 2-й (главной) фазы Тавдымского массива (табл.10). В сравнении с вмещающими гнейсами эти породы имеют повышенное Ce/Yb-отношение (~60), главным образом обусловленное резким снижением концентраций тяжелых лантаноидов (рис.8).

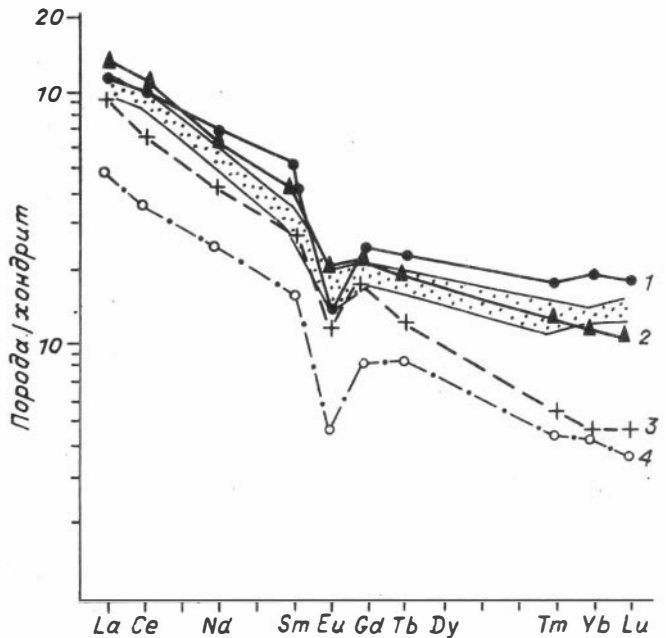
Обсуждение результатов. Приведенная выше геологическая и вещественная характеристика гранитоидов реджистского комплекса свидетельствует о их первично-магматической природе. Несмотря на широкое развитие процессов наложенного метаморфизма и метасоматоза, благодаря которым эти породы зачастую приобретают облик порфиробластических гнейсов, они сохраняют реликтовые признаки интрузивных контактов. Это позволяет реставрировать последовательность становления отдельных массивов, которая отвечает нормальному для интрузивных серий гомодром-

Редкоземельный состав (г/т) гнейсов и гранитоидов реджистского и шугнанского комплексов Шахдаринской зоны ЮЗП

Номер образца	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu
<u>Гнейсы Шахдаринской зоны</u>										
4565	41,0	89,0	38,8	8,3	1,48	5,89	0,9	0,45	2,55	0,34
4558	36,9	82,8	39,8	10,0	1,06	6,64	1,1	0,58	3,8	0,55
<u>Граниты реджистского комплекса</u>										
III-1	28,1	55,2	25,4	5,3	0,9	4,5	0,6	0,18	0,92	0,15
<u>Граниты шугнанского комплекса</u>										
III-2	15,4	28,6	16,1	3,1	0,34	2,1	0,4	0,14	0,86	0,12

Примечание. 4565 - "средний" биотитовый гнейс и 4558 - "очковый" гранат-биотитовый гнейс шахдаринской серии (долина р.Шахдара, автор проб - Ю.М.Пузанков); III-1 - Гр-Би-порфириобластический гнейсогранит 2-й (главной) фазы реджистского комплекса; III-2 - Гр-Би-Му-гранит шугнанского комплекса (обе пробы - долина р.Шахдара, автор - А.Г.Владимиров).

Рис.8. Распределение РЗЭ в Би[±]Гр-гнейсах (1) и Би[±]Гр-очковых гнейсах (2) шахдаринской серии (AR) Юго-Западного Памира в сравнении с прорывающими их Би[±]Гр-гнейсогранодиоритами (3) реджистского комплекса и Би[±]Му[±]Гр[±]Сил-гнейсогранитами (4) шугнанского комплекса. Крапом показана область составов постархейских глинистых сланцев, по /221/.



ному ряду. По большинству признаков они сопоставимы с гранитами S-типа, образование которых связывается с селективным плавлением метасадочного субстрата /278/. К этим признакам относятся корундноормативный петрохимический состав, присутствие высокоглиноземистого биотита и граната, стандартный для палингенных гранитов тип распределения редких и редкоземельных элементов, который можно объяснить вовлечением в анатектический расплав полевошпатовой фракции гней-

сового субстрата и сохранением в рестите акцессорных минералов – концентраторов тяжелых лантаноидов (Гр, Цир). С этих позиций необычным выглядит натриевый уклон гранитоидов и существенно хлорная специализация летучих. Как правило, биотиты с низкими концентрациями фтора (< 1 мас.%) и повышенными – хлора ($> 0,1-0,2$ мас.%) характерны для гранитоидов – производных мантийных или мантийно-коровых базальтоидных и андезитовых магм или метаморфических пород гранулитовой фации /25/. Имеющийся фактический материал исключает мантийно-коровый генезис реджистского комплекса в варианте непосредственной дифференциации андезитовых расплавов. Маловероятен также смешанный источник магнообразования, поскольку гранитоиды реджистского комплекса проявились не только в пределах Корумдинской зоны, имеющей смешанный ортогнейсовый субстрат, но и на значительном удалении от неё – в Шахдаринской зоне с типично сиалическим фундаментом. С учетом этого, более обоснованным является модель палингеного плавления сиалического субстрата, значительно обогащенного хлором. К такому типу на Юго-Западном Памире относится горанская мраморно-гнейсовая серия, метаморфиты которой содержат до 1 мас.% хлора /24, 29/. Средневзвешенный химический состав $Bi^{+}Gr^{+}Amf^{+}$ -гнейсов этой серии /23, 24/ отвечает тоналитам или средним граувакам, продвинутое плавление которых (в первую очередь за счет вовлечения в расплав полевых шпатов) вполне обеспечивает натриевый и одновременно высокоглиноземистый уклон гранитоидов. Современное геологическое положение Горанской зоны, которая тектонически перекрыта по региональным надвигам структурно-вещественными комплексами Хорогской и Шахдаринской зон, не противоречит предположению об их присутствии в основании двояной коры Юго-Западного Памира /22/.

2.1.3. Гранит-лейкограниты шугнанского комплекса, T_3

В шугнанский комплекс входят гнейсовидные н-з $Bi^{+}Mu^{+}Gr^{+}Sil$ -гранит-лейкограниты и рвущие их многочисленные жилы аплит-пегматитов близкого минерального состава. Они слагают основной объем Памирского и Шугнанского очаговых ареалов (массивов), причем доля жильного материала составляет не менее 15–20 %. Особенности морфологии гранитных тел, входящих в состав очаговых ареалов, и их взаимоотношений с вмещающими породами были рассмотрены в начале раздела 2.1. Здесь же подчеркнем, что во всех опорных обнажениях, которые нам удалось наблюдать, гнейсограниты шугнанского комплекса имеют инъекционную природу. Несмотря на послонный характер внедрения, в целом совпадающий с плоскостями кристаллизационного расщепления вмещающих пород и, очевидно, связанный с поступлением расплавов в условиях тектонического расслоения субстрата, постоянно отмечаются элементы срезания гнейсовидности и сланцеватости ксенолитов, а также различных жильных производных более древних магматических комплексов (см. рис.6). Вместе с тем, сами граниты также подвержены интенсивному бластокатаклазу, разгнейсованию и высокотемпературной перекристаллизации и, вероятнее всего, частичному плавлению уже в альпийскую эпоху активизации. Как будет показано ниже, это привело к существенному изменению состава слагающих их минералов и, как следствие, – к нарушению изотопных и геохимических систем. Именно с этим связаны большие сложности с определением возраста не только гранитов шугнанского комплекса, но и всех сходных с ними стресс-гранитов Памиро-Гималайского региона.

Возраст. Калий-аргоновые и рубидий-стронцевая датировки, полученные Л.Л.Шаниным и др. /131/ для гранитов шугнанского комплекса, укладываются со-

ответственно в интервалы $T = 15 \pm 1$ и $T = 23 \pm 4$ млн лет. Причем сами авторы отмечают значительную расшатанность Rb-Sr-системы, связывая её с ассимиляцией расплавом вмещающих гнейсов, а возраст гранитов принимают неогеновым. Обращает также на себя внимание несогласованность датировок, полученных различными методами, которая не может быть объяснена в рамках одноактной модели кристаллизации расплава в магматической камере.

Учитывая геологические данные, свидетельствующие о полихронной природе стресс-гранитов Памирско-Шугнанского плутона, нами было предпринято U-Pb-датирование цирконов. По данным С.Н.Руднева /204/, во всех трех проанализированных пробах (см. табл.8) цирконы представлены гиацинтовым морфологическим типом с преобладанием граней $\{100\}$, $\{111\}$, $\{1\bar{1}1\}$. Наряду с хорошо ограниченными кристаллами постоянно отмечаются зерна с закругленными, овальными гранями и ребрами. Исследование на микрозонде показало отсутствие резкой зональности по Nb и Y, вариации содержаний которых составляют для центров 0,8-1,8 мас.% Nb и 0,08-0,35 мас.% Y, для краевых зон 1,2-2,3 мас.% Nb и 0,05-0,41 мас.% Y. Оптически видимые древние ядра отсутствуют. Из геохимических особенностей необходимо отметить резкую обогащенность ураном, причем в монофракциях, имеющих более высокие концентрации урана, устанавливается и более высокая доля зерен со следами растворения. Приведенная характеристика позволяет отнести все изученные цирконы к одной генерации магматического происхождения, испытавшей перекристаллизацию и частичное растворение.

Изотопные исследования, проведенные В.А.Халиловым, показали резкую нарушение U-Pb-радиологической системы, что выражается не только в дискордантности датировок, полученных по разным изотопным отношениям, но и в прямом обогащении цирконов ^{204}Pb и ураном (см. табл.8). Это вполне объяснимо, если учесть, что наложенный метаморфизм и частичное плавление гранитов в альпийское время происходили в относительно высокотемпературных и обводненных условиях /36, 254/.

Анализ имеющегося тренда по всем трем монофракциям циркона в рамках модели Везирилла дает возраст гранитов 210 ± 8 млн лет, наложенного метаморфизма и ультраметаморфизма 15 ± 15 млн лет. Последнее значение согласуется с K-Ar-определениями и объясняет перестройку Rb-Sr-радиологической системы в неогеновое время.

С учетом региональных стратиграфических несогласий, указывающих на отчетливое проявление в регионе индосинийской фазы складчатости /72/, вероятнее всего, синхронной с формированием стресс-гранитов шугнанского комплекса, возраст последних принимается позднетриасовым.

Петрография и минералогия. Граниты шугнанского комплекса представлены с-з, к-з породами, для которых характерны плейчатость, гнейсовидность, наличие теплых структур и почти повсеместный катаклаз. Перечисленные структурные признаки довольно закономерно меняются внутри отдельных интрузивных тел. На контакте с вмещающими породами или на участках, насыщенных ксенолитами, граниты более всего гнейсовидны и катаклазированы. По мере удаления от контактов степень катаклаза, а также черты перекристаллизации становятся все менее выражены, вплоть до появления массивных структур. Подобная картина, как отмечают многие исследователи, весьма характерна для абиссальных гнейсогранитных комплексов и обусловлена "кристаллизационным течением" в условиях интенсивных деформаций /165/.

По минеральному составу выделяется несколько петрографических типов: биотитовые, гранат-биотитовые, мусковит-биотитовые, гранат-биотит-мусковитовые.

Между перечисленными разновидностями изредка наблюдаются интрузивные взаимоотношения, обычно затухеванные наложенным метаморфизмом. Минеральный парагенезис (в %): Кв - 35-40, Пл - 45-55, Кпл - 15-25, Би - II-15, Му - 8-15, Гр, Ал, Турм, Цир, Сил и Ил.

Общей структурной особенностью является сочетание субидiomорфных, нередко деформированных, кристаллов полевых шпатов и ксеноморфных выделений Кв с более тонкозернистым перекристаллизованным кварцево-слюдистым агрегатом. Для Би и Му обычно характерно "струйчатое" расположение, при котором ленточные скопления чешуек обтекают крупные кристаллы полевых шпатов. Тонкозернистый кварцево-слюдистый агрегат часто является цементом, заполняющим более грубозернистый каркас породы, вплоть до отдельных трещин в изогнутых кристаллах полевых шпатов. В blastsомилонитах и blastsокатаклазитах, претерпевших изоклиналную складчатость, отмечается чередование обогащенных биотитом и гранатом меланократовых полос с лейкократовыми, сложенными кварц-мусковит-полевошпатовым агрегатом. Слабокатаклазированные разности, наблюдающиеся в центральных частях наиболее крупных тел, имеют типичные гилпидиоморфные структуры с равномерным распределением темноцветных минералов.

Жильные граниты по вещественному составу не отличаются от более к-з разностей. Аплиты обычно слагают отдельные участки или залыбанды сложных пегматитовых жил. В центральных частях этих жил преобладают грубозернистые структуры и только иногда наблюдаются блоковые, апографические и графические. Собственно зональные пегматиты, в которых дифференциация доходит до образования кварцевого ядра, не характерны.

Плагноклаз в гранитах шугнанского комплекса находится в виде таблитчатых и призматических зерен (3-5 мм по удлинению). Центральные части соответствуют олигоклазу-кислому андезину (33-26 % Ан, изредка до 40 % Ан), каймы - кислому олигоклазу (18-10 % Ан). Унимодальное распределение составов (рис.9), а также повсеместные признаки субидиоморфной зональности свидетельствуют о существовании только одной генерации плагноклаза, имеющей первично-магматическое происхождение.

Микроклин представлен таблитчатыми зернами более крупного размера (до 0,7-1,0 см по удлинению). Часто содержит включения Кв, Би и Му. На стыках зерен Микр с Пл обычно развиты червеобразные мirmekитовые вростки Кв. Пертиты чаще всего очень тонкие, морфология их пятнистая, прожилковая, ветвисто-прожилковая и шнуровидная.

Биотит - главный темноцветный минерал (8-10 %, иногда до II-15 %), представлен удлиненно-таблитчатыми кристаллами, часто замещенными мусковитом и хлоритом. Цвет - красно-бурый, $N_m = 1,652-1,656$. Судя по химическому составу (табл.II), он имеет низкую титанистость ($t_{10_2} = 1,8-3,2 \text{ мас.}\%$) и умеренную железистость ($f = 63-81 \%$). По уровню глиноземистости ($l = 24-27 \%$) близок к биотитам из высокоглиноземистых гранитов других регионов /98,233/. При переходе к аплит-пегматитам и пегматитам увеличивается глиноземистость биотитов, хотя уровень железистости остается практически постоянным (рис.10).

Мусковит. Содержания его по результатам количественного подсчета варьируют от 8 до 12 %, иногда до 19 %. В слабокатаклазированных разностях он совместно с биотитом образует взаимопрорастания или самостоятельные субидиоморфные лейсты, в сильно разгнейсованных разностях чаще всего развивается по биотиту и полевым шпатам.

Гранат является сквозным минералом, распределение которого в гранитах и пегматитах крайне неравномерное. Даже в пределах отдельных обнажений

Рис.9. Распределение составов плагио-
клавов (Ан, %) в гнейсогранитах шугнан-
ского комплекса (n, % - частота встре-
чаемости).

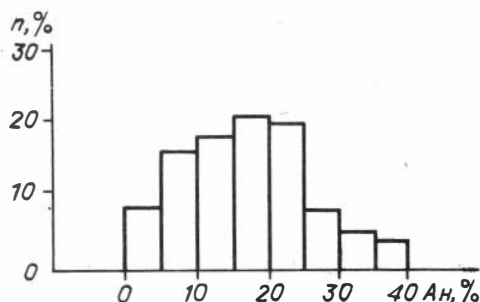


Таблица II

Химический состав (мас.%) биотитов
из гранитов и пегматитов шугнанского комплекса

№ п/п	Группа пород	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
ШУГНАНСКИЙ МАССИВ											
Граниты											
1	II	5050/2	34,20	2,38	18,18	24,66	0,26	4,96	0,15	9,20	93,99
2	II	5055	33,32	3,23	17,77	22,78	0,24	6,52	0,18	9,08	93,14
3	III	5005/2	34,38	2,30	18,80	24,32	0,40	4,37	0,10	9,02	93,69
4	III	5010/1	34,12	2,88	18,60	22,40	0,23	6,39	0,10	9,33	94,05
5	III	5017/2	34,46	2,02	18,83	23,32	0,54	5,46	0,12	9,14	93,89
6	III	5019	34,52	2,02	18,74	23,20	0,48	5,86	0,18	9,10	94,10
7	III	5043/2	34,72	1,70	18,26	23,26	0,56	5,83	0,12	9,24	94,39
ПАМИРСКИЙ МАССИВ											
Граниты											
8	II	P356/1	34,15	2,27	18,60	25,22	0,45	4,78	0,10	9,52	95,09
9	II	P357	34,50	1,82	19,20	23,64	0,38	5,06	0,12	9,42	94,13
10	II	P358	34,27	1,38	19,48	26,02	0,49	3,46	0,10	9,46	99,66
11	II	7786	32,80	2,81	19,69	24,12	0,40	4,50	0,20	8,63	94,31
12	II	P326/3	35,38	2,72	18,93	21,37	0,26	6,24	0,15	9,44	94,49
13	III	P316/3	34,01	2,32	18,54	25,56	0,30	4,32	0,12	9,22	94,28
14	III	P360	35,07	3,84	18,62	20,22	0,17	6,48	0,12	9,38	93,90
15	III	P367/1	34,93	3,18	19,08	22,41	0,26	4,98	0,17	9,21	94,22
16	III	7433/1	34,90	2,77	19,57	22,12	0,24	5,05	0,14	8,55	95,22
17	III	7024	34,42	1,86	20,07	23,40	0,75	4,32	0,10	8,14	94,50
18	III	7400/2	34,18	2,86	19,12	22,86	0,26	5,83	0,24	8,52	93,87
Пегматиты											
19		7402/2	33,79	3,28	17,11	24,13	0,23	6,12	0,30	7,89	93,88
20		7024/4	33,58	2,22	19,90	22,97	0,56	4,53	0,20	8,80	94,12

Примечание. Петрографические группы соответствуют табл. I3. Анализы № II, I6-20 заимствованы из коллекции А.П.Карякина /II2/, остальные - А.Г.Владимирова, С.Н.Руднева.

на расстоянии нескольких метров друг от друга, чередуются участки, полностью лишенные граната или обогащенные им до 2-6%. В гнейсовидных неравномерно-зернистых разностях заметна приуроченность граната к бластогранитному мезостазису, облекающему относительно крупные кристаллы полевых шпатов. В пегматитах он, как правило, находится в аплитовидной интерстициальной матрице, что указывает на его принадлежность к позднему субсолидусному минеральному парагенезису.

По морфологии преобладают субидiomорфные зерна, обычно трещиноватые. Нередко в них отмечаются изолированные включения кварца, напоминающие эвтектоидные сростки с гранатом, но чаще всего, особенно в сильнокатаклазированных разностях, кварц выполняет микротрещины в зернах граната. Размеры варьируют в пределах 0,5-2 мм, значительно реже наблюдаются мегакристаллы, достигающие 1,5-2 см в диаметре.

По химическому составу гранат отвечает спессартин-альмандиновому изоморфному ряду с весьма высокой железистостью 88-96% (табл. I2). Преобладающий тип зональности - регрессивный по марганцу с "тропообразной" формой концентрационных кривых (рис. II). Вместе с тем, крупные кристаллы имеют другой тип зональности, указывающий на двухстадийность их формирования. Центральные части характеризуются отчетливым падением марганца к периферии, краевые - слабым возрастанием (рис. I2). Обращает на себя внимание тот факт, что размеры регрессивных кайм мегакристаллов сопоставимы с размером самостоятельных мелких зерен, имеющих тот же регрессивный тип зональности. Это позволяет предположить, что в мегакристаллах сохранилась первично-магматическая зональность, удовлетворяющая рэлеевской модели фракционной кристаллизации /2,36,30I/, которая в краевых частях и мелких зернах была уничтожена в результате наложенного метаморфизма альпийского цикла.

С и л и м а н и т. Характерной особенностью гранитов шугнанского комплекса является присутствие в них фибролита, на что уже давно обращали внимание /I8, I55/, однако распространение силлиманита, его структурные взаимоотношения с другими минералами и генезис специально не рассматривались.

При микроскопическом исследовании установлено, что в гранитах Памирского массива фибролит вообще не встречается, а в Шугнанском - фибролитизация, несмотря на её локальный характер, выражена достаточно отчетливо. Судя по структурным взаимоотношениям с другими минералами, силлиманит образуется здесь двумя способами. В первом, наиболее часто встречающемся случае, фибролитовые агрегаты замещают Би и Му. Это замещение выражается сначала в виде появления отдельных игольчатых кристаллов фибролита вдоль спайности слюды, затем образования оноповидных агрегатов, полностью замещающих биотит и явно приуроченных к поздним плоскостям деформации гранитов. Подобные взаимоотношения обычны для древних гнейсогранитных комплексов, где фибролит рассматривают как продукт высокотемпературного кислотного выщелачивания /I29/. Значительно реже фибролитизация крупных, вероятнее всего, первично-магматических кристаллов мусковита сопровождается появлением реакционных мирмекитов на границе с калиевым полевым шпатом, что указывает на признаки протекания прогрессивной метаморфической реакции смещенного равновесия: $Kv+Mu \rightarrow Sil+Kfs+H_2O$ /I29/.

Петрохимия и геохимия. Средние содержания петрогенных и редких элементов, а также пределы их вариаций в гранитах шугнанского комплекса приведены в табл. I3, I4.

В целом они свидетельствуют о чрезвычайно выдержанном составе всей ассоциации, которая по классификации Э.П.Изоха /I00/, может быть отнесена к ко-

Рис.10. Соотношение железистости (f, %) и глиноземистости (l, %) в биотитах из гнейсогранитов (1) и пегматитов (2) шугнанского комплекса (Т₃) на диаграмме В.С.Иванова/97%.

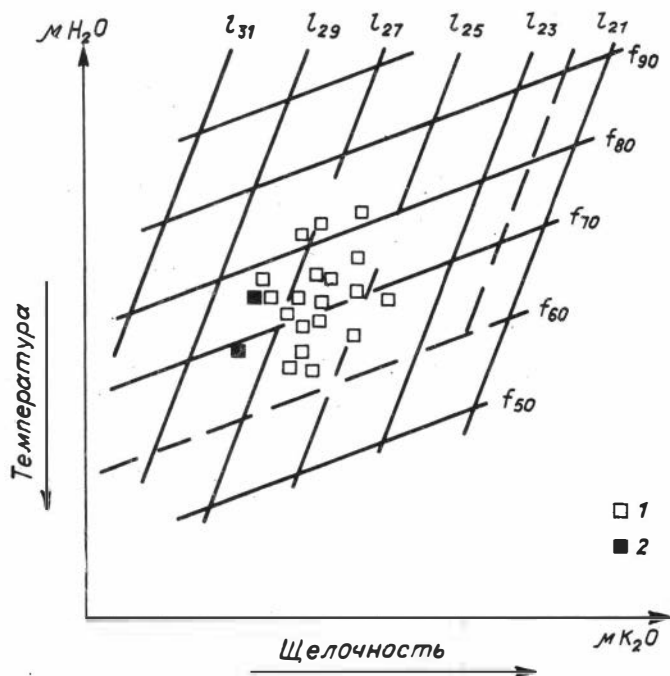


Таблица 12

Частичные анализы гранатов из гранитов и пегматитов шугнанского комплекса

Компоненты	Граниты								Аплит-пегматиты		Пегматиты	
	5010/1		5017/2		5043/2		5050/2		5060		5040/4	
	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к
mpo	4,31	4,53	8,15	9,19	7,60	9,85	3,66	5,01	12,14	11,69	8,81	9,24
MgO	2,53	2,58	2,09	1,81	1,99	1,44	2,20	1,84	0,61	0,45	1,16	1,09
CaO	1,13	0,94	0,72	0,68	0,73	0,76	0,64	0,72	0,74	0,69	0,41	0,43
ΣFeO	33,77	33,52	31,33	30,89	31,81	30,62	34,97	34,38	29,45	30,09	32,44	31,71
Спессартин	9,9	10,5	18,7	21,1	17,5	22,6	8,5	11,6	28,1	27,1	20,3	21,5
Пироп	10,2	10,5	8,4	7,3	8,1	5,8	9,0	7,5	2,5	1,8	4,7	4,5
Гроссуляр	3,3	2,7	2,1	2,0	2,1	2,2	1,9	2,1	2,2	2,0	1,2	1,3
Альмандин	76,6	76,3	70,8	69,7	72,3	69,4	80,5	78,8	67,3	69,0	73,8	72,8
f, %	88	88	89	90	90	92	90	91	96	97	94	94

Сокращение табл.12

Компоненты	Граниты										Пегматиты			
	P356/1		P358a		P358b		P316/3		P360		P339/1a		P339/1б	
	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к
mpo	5,32	6,61	6,14	8,24	5,96	8,21	5,77	6,61	2,86	3,19	14,55	14,05	13,39	13,51
MgO	1,60	1,52	1,05	0,69	0,94	0,65	1,39	1,30	3,92	3,59	0,55	0,63	0,59	0,63
CaO	0,78	0,80	0,61	0,51	0,59	0,58	0,68	0,79	0,92	0,94	0,29	0,23	0,33	0,20
ΣFeO	34,65	33,34	35,12	33,03	34,93	32,57	34,36	33,79	33,91	33,74	28,25	28,45	28,47	28,25
Спессартин	12,3	15,3	14,1	19,3	13,9	19,4	13,4	15,3	6,4	7,2	33,2	32,3	31,2	31,6
Тироп	6,5	6,2	4,3	2,8	3,9	2,7	5,7	5,3	15,5	14,4	2,2	2,5	2,4	2,6
Гроссуляр	2,3	2,3	1,8	1,5	1,7	1,7	2,0	2,3	2,6	2,7	0,8	0,7	1,0	0,6
Альмандин	78,9	76,2	79,8	76,4	80,5	76,2	78,9	77,1	75,7	75,7	63,8	64,5	65,4	65,2
f, %	92	92	95	96	95	96	93	94	90	81	97	96	96	96

Примечание. Первые шесть образцов относятся к Шугнанскому массиву, остальные - к Памирскому. Авторы образцов - А.Г.Владимиров и С.Н.Руднев.

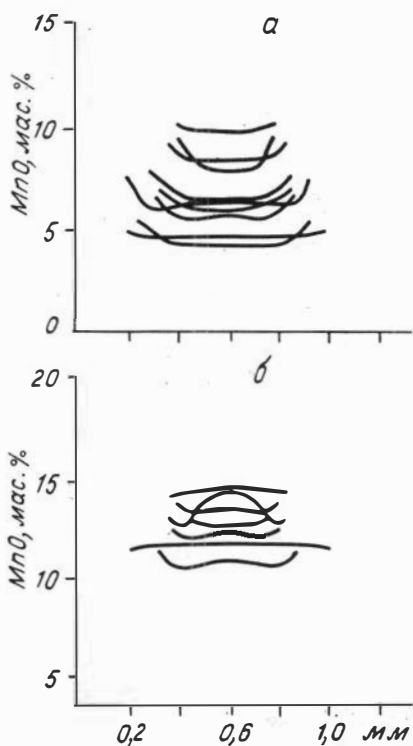


Рис.11. Концентрационные профили по MnO (мас.%) через монокристаллы гранатов из гнейсогранитов (а) и аплитопегматитов (б) шугнанского комплекса.

В выборке зерна $d \leq 1$ мм. Они составляют более 95 % от всех генераций граната в гнейсогранитах и резко отличаются от развитых здесь же единичных мегакристаллов граната ($d \sim 6-10$ мм), сохранивших реликтовую первично-магматическую зональность (см. рис.12).

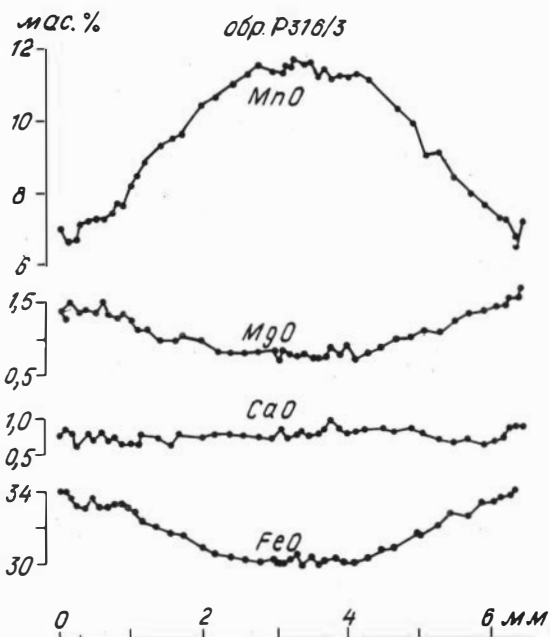


Рис.12. Реликтовая первично-магматическая зональность в гнейсогранитах шугнанского комплекса, отвечающая фракционной модели Рэлея /301/.

роткой, завершенной гранит-лейкогранитной калиевой серии. Распределение петрогенных окислов носит унимодальный характер с максимумом, приходящимся на интервал 72 ± 1 мас.% SiO_2 , что соответствует генетическому типу обводненных гранит-лейкогранитов (по Г.Б.Фертатеру /238/).

По редкоземельному составу шугнанский комплекс занимает промежуточное положение между гранитами известково-щелочного и лейкогранитами редкометалло-плазматитового геохимических типов (по систематике Л.В.Таусона /219/). Средний индекс редкометалльности $F \cdot (Li+Rb)/(Sr+Ba) = 225$. Анализ распределения радиоактивных элементов /170,196/ показывает их резкие вариации в конкретных образ-

Средний химический состав (мас.%) гранитов шугнянского комплекса

Петрографическая разновидность	N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅
Шугнянский массив												
I. М-з гнейсовидные Би-граниты	5	71,86	0,34	14,60	2,35	0,02	0,44	1,31	3,87	4,74	0,63	0,12
П. С-з,н-з гнейсовидные гранатосодержащие Би(Му)граниты	28	72,52 1,10	0,17 0,07	14,50 0,62	1,62 0,30	0,02 0,01	0,38 0,24	1,25 0,34	3,65 0,41	5,06 0,76	0,43 0,21	0,14 0,08
Ш. С-з,к-з гнейсовидные гранатосодержащие Би-Му-граниты и лейкограниты	32	73,38 1,07	0,15 0,04	14,38 0,70	1,59 0,23	0,04 0,04	0,31 0,08	1,19 0,31	3,12 0,50	4,88 0,68	0,54 0,14	0,12 0,05
Среднее по массиву	65	72,88 1,06	0,17 0,05	14,49 0,68	1,66 0,25	0,03 0,03	0,35 0,15	1,22 0,32	3,41 0,46	4,95 0,72	0,50 0,17	0,13 0,06
Памирский массив												
I. М-з,с-з гнейсовидные Би-граниты	11	70,54 1,68	0,34 0,15	14,78 0,75	2,46 0,49	0,03 0,02	0,53 0,21	1,52 0,35	3,34 0,45	5,55 0,80	0,47 0,17	0,16 0,03
П. С-з,н-з гнейсовидные гранатосодержащие Би(Му)граниты	24	72,26 0,82	0,22 0,11	14,36 0,52	2,09 0,42	0,03 0,04	0,33 0,18	1,39 0,31	3,38 0,30	5,17 0,68	0,52 0,24	0,09 0,04
Ш. К-з,с-з,н-з, Гр-Би-Му-граниты и лейкограниты	28	73,67 0,51	0,16 0,07	14,13 0,45	1,62 0,31	0,03 0,03	0,30 0,12	1,16 0,23	3,17 0,36	4,86 0,45	0,56 0,26	0,10 0,10
Среднее по массиву	63	72,59 1,00	0,21 0,11	14,33 0,58	1,94 0,41	0,03 0,03	0,35 0,17	1,31 0,30	3,28 0,38	5,09 0,63	0,53 0,22	0,11 0,06

Примечание. Над чертой - среднее арифметическое, под чертой - среднее квадратичное отклонение. Авторы проб - А.Г.Владимиров, С.Н.Руднев, А.П.Карякин.

Таблица 14

Средние содержания R (мас.%) и редких элементов (г/т) в гранитах шугнянского комплекса

Группа пород	R	Li	Rb	Cs	Be	Sn	W	Zr	Ba	B	Zr
Шугнянский массив											
I	0,02(4) 0,03-0,04	58(4) 46-68	272(4) 242-338	5,7(4) 4,0-9,5	3,0(3) сл.-4,0	5(4) 4-6	4(2) сл.-4	182(4) 138-267	524(4) 367-778	8(4) 4-10	190(4) 100-255
II	0,04(9) 0,01-0,06	48(9) 27-84	246(9) 175-296	5,8(9) 3,3-9,2	2,0(6) сл.-3,0	5(9) 4-7	5(9) сл.-8	135(9) 56-194	268(9) 133-578	7(9) 4-10	92(9) 55-170
III	0,02(9) 0,01-0,04	62(10) 26-81	205(10) 167-300	5,7(10) 3,3-11,7	4,1(7) сл.-8,0	5(10) 4-7	4(2) сл.-4,0	103(10) 28-150	266(10) 56-556	9(8) 4-20	57(10) 35-100
Памирский массив											
I	0,04(2) 0,01-0,08	23(3) 15-38	177(3) 108-264	4,2(3) 2,7-3,3	1,0(2) сл.-1,0	4(3) 4-4	6(2) сл.-7	180(3) 147-222	648(3) 600-700	12(2) 9-16	138(3) 50-240
II	0,02(9) 0,01-0,04	25(9) 13-52	190(9) 150-241	4,3(9) 2,9-7,4	2,0(3) 1,0-3,0	4(18) 3-7	6(7) сл.-8	134(9) 106-194	334(9) 220-467	10(8) 6-14	71(9) 50-110
III	0,02(2) 0,01-0,03	46(2) 36-56	194(2) 191-196	4,0(2) 3,8-4,3	1,5(2) 1,0-2,0	5(2) 5-5	6,5(2) 6-7	180(2) 94-265	489(2) 278-700	12(2) 9-14	132(2) 80-185

Примечание. Над чертой - среднее арифметическое, под чертой - пределы вариаций частных определений; в скобках - число анализов. Петрографические группы соответствуют табл.13.

цах ($U = 3-17$ г/т, $Th = 6-43$ г/т) и отсутствие корреляции с кремнием и калием. Торий всегда преобладает над ураном (в среднем $Th/U = 2,3$).

Статистическое сравнение (t, F-критерий) содержаний петрогенных и редких элементов в Памирском и Шугнянском очаговых ареалах выявляет их некоторые различия. В последнем граниты обогащены Si, K, Li, Rb, Cs и обеднены Na, Ba. Эта закономерность хорошо видна на тройной диаграмме (рис.13), где граниты и пегматиты формируют единый тренд с некоторым смещением в сторону повышенной редкометалльности Шугнянского очагового ареала. Как будет показано ниже, это раз-

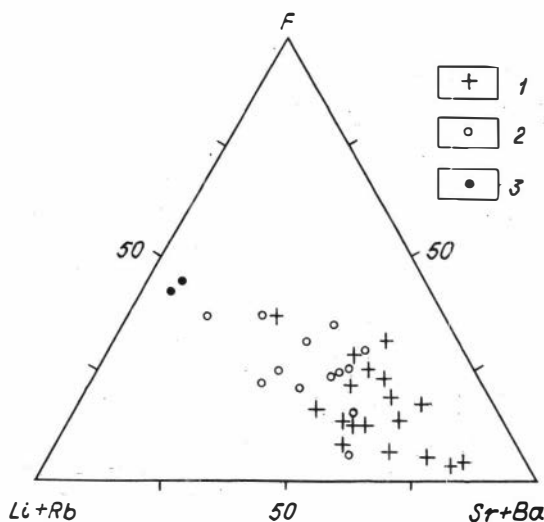


Рис.13. Характер изменения редко-элементного состава в породах шугнанского комплекса:

1 - гнейсограниты Памирского, 2 - гнейсограниты и 3 - пегматиты Шугнанского очаговых ареалов.

личие, вероятнее всего, связано с процессами повторной ремобилизации гранитов в альпийское время.

Условия кристаллизации шугнанских гранитов и влияние наложенного на них альпийского метаморфизма. В результате термобарогеохимических исследований, проведенных В.П.Чупиным /254/, установлено, что в кварце из гранитов и лейкогранитов шугнанского комплекса содержатся первичные включения затвердевших расплавов, температуры гомогенизации которых укладываются в узкий интервал 740-710 °С. В сингенетичных флюидных включениях - малоконцентрированный водный раствор и углекислота. Давление флюида превышало 3 кбар. В совокупности эти данные указывают на кристаллизацию шугнанских гранитов в абиссальных условиях, отвечавших амфиболитовой фации метаморфизма ($P \geq 3$ кбар), из относительно низкотемпературных (740-710 °С) расплавов, обогащенных водой и углекислотой. Отметим, что весьма близкие по петрохимическому составу, но отличающиеся по уровню редкометалльности неогеновые граниты и пегматиты памирского комплекса кристаллизовались из более низкотемпературных и обводненных расплавов: $T = 720-620$ °С, $C_{H_2O} = 6-9$ мас.%, $P_{H_2O} = 2,6-3,2$ кбар /33,254/.

Условия метаморфизма шугнанских гранитов в первом приближении можно оценить, исходя из прогрессивной реакции "Кв+Му \rightarrow Сил+Кш+Н₂О", которая при умеренных давлениях ($P \geq 3$ кбар) зависит от температуры (620-650 °С), ограничивая поля эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций /129,234/. Структурные признаки протекания этой реакции установлены только для гранитов Шугнанского очагового ареала, в то время как в Памирском ареале Сил отсутствует вообще. Если предположение о метаморфогенной природе, по крайней мере, некоторой части Сил является верным, то следует признать, что температуры метаморфизма раннемезозойских гранитов были различными: Памирский ареал (<620-650 °С), Шугнанский - ($\geq 620-650$ °С).

Для независимой проверки этого вывода нами проанализированы Гр-Би-пары из образцов, отобранных в обоих ареалах (см. табл. II, I2). В выборку включались только те зерна Гр, в которых отсутствовали первично-магматические реликтовые ядра. Как было показано нами в /36/, этот тип зональности в гранатах шугнанского комплекса (однородный центр и регрессивные каймы, см. рис. II) связан с

диффузионным выравниванием их составов (Би \rightleftharpoons Гр) в результате наложенного метаморфизма. Оценки температур вновь установившегося равновесия между центральными частями Гр и Би были сделаны с использованием геотермометров Л.Л.Перчука и др. /17/ и А.Томпсона /333/. При принятом общем давлении 4–6 кбар они хорошо согласуются между собой и имеют следующий вид: в Памирском ареале $T = 590\text{--}620\text{ }^{\circ}\text{C}$, в Шугнанском – $680\text{--}620\text{ }^{\circ}\text{C}$.

На реальность полученных оценок метаморфизма указывает изофациальность шугнанских гранитов с вмещающими породами, что фиксируется как по типу распределения Fe-Mg-компонентов между Гр и Би в ортогнейсах Корумдинской зоны, так и по сходному типу зональности гранатов в кристаллосланцах Шахдаринской зоны/21/. Появление оторочек вокруг гранатов шугнанского комплекса, исходя из общих требований термодинамического равновесия, может быть связано с понижением температуры и (или) давления на регрессионном этапе метаморфизма.

Прямую оценку давления метаморфизма в нашем случае сделать нельзя из-за отсутствия надежных критериев различия первично-магматической или метаморфогенной природы барофильных индекс-минералов. Анализ минеральных ассоциаций метапелитов из обрамления шугнанских гранитов (Кв+Пл+Би \pm Му \pm Гр \pm Сил \pm Кпш \pm Граф \pm Рудн) во всяком случае свидетельствует о давлениях, превышавших параметры амфибол-роговиковой фации ($P \geq 3\text{--}4$ кбар)*.

С учетом сказанного условия метаморфизма раннемезозойских гранитов в период альпийского тектономагматического цикла могут быть приняты в следующем виде: Памирский ареал – $T \sim 590\text{--}620\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P \sim 4\text{--}6$ кбар; Шугнанский – $T \sim 680\text{--}620\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P \sim 4\text{--}6$ кбар. При указанных параметрах, как следует из P,T-диаграммы системы "гранит- $\text{H}_2\text{O}\text{--}\text{CO}_2$ " /63,209/, гнейсограниты Памирского ареала не достигают стадии плавления (рис.14, поле 1). Напротив, гнейсограниты Шугнанского ареала должны испытывать частичное плавление (см. рис.14, поле 2), если предположить, что система была насыщена существенно водным флюидом ($X_{\text{H}_2\text{O}} \geq 0,8$). На реализацию этих условий в нашем случае указывают следующие признаки.

1. Гомогенные граниты памирского комплекса (N_1), выплавление которых связано с альпийским тектономагматическим циклом, но, очевидно, при несколько более высоких P,T-параметрах, имеют для главной фазы $T = 720\text{--}670\text{ }^{\circ}\text{C}$, $X_{\text{H}_2\text{O}} = 6\text{--}8$ мас.%, причем отделение водного флюида (доля углекислоты очень незначительна) происходило практически на всем интервале кристаллизации, начиная с $T = 700\text{ }^{\circ}\text{C}$ /254/.

2. Во вмещающих породах субстрата отсутствуют признаки прогрессивных реакций дегидратации. В самих гнейсогранитах позднетриасового возраста иногда отмечается появление иголок силлиманита за счет реакции "Кв+Му \rightarrow Кпш+Сил+ H_2O " (Шугнанский ареал), однако большая часть фибролитового Сил образовалась здесь путем высокотемпературного кислотного выщелачивания. Такое соотношение допустимо при некоторых вариациях состава флюида вблизи кривой водонасщенного солидуса гранитной системы, а также в случае избыточного (сверхлитостатического) флюидного давления.

Количество вновь образованного расплава можно оценить, исходя из теоретической модели анатектического плавления в условиях декомпрессии и диссипативного разогрева /103,261/, хотя сразу следует оговорить, что эти оценки должны рассматриваться только как предельные (минимальные). Из диаграммы, расчи-

* В данном случае речь идет о парагенезисах последнего (альпийского) этапа метаморфизма, наложенного на редиктовые ассоциации дистен-гнейсовой и еще более ранней гранулитовой фации /95/.

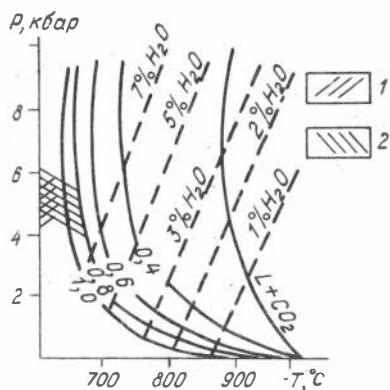


Рис. 14. P, T-диаграмма системы "гранит-H₂O-CO₂" с кривыми водонасыщенного солидуса при различных X_{H₂O} и изоконцентрами поверхности ликвидуса водно-гранитной системы /63, 209/. Заштрихованы поля, отвечающие P, T-условиям метаморфизма, наложенного на раннекаммерийские гнейсограниты шугнанского комплекса в Памирском (1) и Шугнанском (2) очаговых ареалах.

танной В.С.Шкодинским /261/, следует, что при T~680 °C будет расплавлено от 35 (P~6 кбар) до 45 % (P~4 кбар) гранитовой эвтектики. Поскольку в шугнанском комплексе доля эвтектоидной составляющей не менее 90 %, то плавлению должно быть подвергнуто 30-40 % его массы. Интересно отметить, что в гомогенных по петрографическим признакам гранитах альпийского возраста (памирский комплекс), имеющих явно интрузивную природу /33/, доля расплава не будет столь уж значительно отличаться (50-55 % при T_{max} = 740 °C, P_{общ}=P_{H₂O}~3 кбар).

Приведенные оценки объясняют двойственную природу поздне триасовых гнейсогранитов шугнанского комплекса, которые претерпели реоморфические преобразования в неогене. Это относится как к изотопно-геохронологическим данным (см. выше), так и к особенностям распределения в них редких элементов. Различия в уровне редкометальности этих гранитов, вероятнее всего, обусловлены тремя взаимосвязанными причинами: составом магмообразующего субстрата, составом флида и степенью плавления. В Корумдинской зоне ЮЭП (Памирский ареал), имеющей ортогнейсовый субстрат, накопление Li, Rb и других литофильных элементов в неогеновых расплавах возможно только за счет ограниченных по объему поздне триасовых гнейсогранитов шугнанского комплекса. В Шахдаринской зоне ЮЭП (Шугнанский ареал) этот тренд обеспечивается как за счет поздне триасовых гнейсогранитов, так и за счет вмещающих метапелитов. Действительно, сравнение собственно неогеновых гранитов в Корумдинской и Шахдаринской зонах ЮЭП подтверждает этот вывод: последние имеют не только более высокий индекс редкометальности, но и содержат промышленное редкометально-пегматитовое оруденение /201, 202/. Очевидно, по этой же причине раннемезозойские гнейсограниты Шугнанского ареала обладают более высокой редкометальностью, чем Памирского, где они только метаморфизованы (без явных признаков плавления).

Обсуждение результатов. При обсуждении генезиса поздне триасовых гранитов шугнанского комплекса осложняющим моментом являются процессы наложенного метаморфизма и реоморфизма альпийского возраста, которые в значительной степени затушевали их первичные структурно-вещественные признаки. Как было показано выше, особенно это коснулось Шугнанского очагового ареала, где степень плавления составляла не менее 30-40 % от общей массы. Перечислим основные признаки шугнанских гнейсогранитов, которые можно достаточно уверенно отнести к раннекаммерийскому времени их формирования.

I. В Памирском очаговом ареале, где метаморфизм, вероятнее всего, не достигал температур массового плавления, а, следовательно, интенсивность "кристаллизационного течения" гнейсогранитов была достаточно низкой, сохранилось

сводное поднятие раннекайнозойского заложения. Тренд-анализ распределения петрогенных окислов показывает здесь совпадение общего структурного плана этого поднятия с изолиниями равных концентраций TiO_2 , в меньшей степени — SiO_2 , Al_2O_3 и MgO и резкую дискордантность остальных петрогенных окислов: FeO , CaO , Na_2O , K_2O (см. рис.3). Сравнительный корреляционный анализ петрогенных элементов в метаморфизованных гнейсогранитах шугнанского комплекса и выплавленных за счет них интрузивных гранитов памирского комплекса /203/ подтверждает высокую консервативность связей между Si , Al , Ti , Mg и практическую полную распаянность между Ca , Na , K , Fe . С учетом сказанного, кажется правомерным вывод о синтетектонической природе шугнанских гранитов, кристаллизация которых происходила во время формирования сводового поднятия. Это вытекает из особенностей геологического строения очагового ареала. Последний представлен многочисленными изолированными силами, согласованная латеральная изменчивость которых по составу возможна только в том случае, если первоначальный "слой" магмы испытывал частичный диапиризм в условиях интенсивного тангенциального расслоения субстрата. При этом в ходе подъема и кристаллизации магмы происходило постоянное отслаивание все более лейкократовых (отдифференцированных) порций в периферийные участки растущего свода, а завершился процесс формированием экзо-контактного ареала инъекционных аплит-пегматитов.

2. Сравнение раннемезозойских гнейсогранитов, подверженных метаморфизму в Памирском ареале и массовому плавлению в Шугнанском, показывает незначительное возрастание Si , K и общей редкометалльности (см. табл. I3, I4), которое обусловлено разным составом вмещающих пород. Эти изменения не выходят за рамки одного и того же минералогического и петрохимического класса пород: Би⁺Му⁺Гр — минеральный парагенезис, корундонормативный состав.

3 Термобарогеохимические данные, полученные по раннемезозойским гнейсогранитам Памирского ареала /254/, указывают на их кристаллизацию из относительно обводненных и низкотемпературных кремнекислых расплавов ($T = 740-700$ °C). В сравнении с неогеновыми стресс-гранитами их единственным отличием является преобладание углекислоты во флюидной фазе. Согласно экспериментальным исследованиям по растворимости CO_2 в расплавах кремнекислого состава /102/ преобладание углекислоты во флюидной фазе может быть связано с их дегазацией в более глубоких условиях. Косвенным образом это указывает на кристаллизацию шугнанских гранитов при давлениях, превышавших 3 кбар.

В целом же намечается удивительная преемственность раннемезозойских и альпийских гнейсогранитовых комплексов Южного Памира по большинству структурно-вещественных признаков, что очевидно, предполагает и сходную геодинамическую обстановку их формирования. Судя по многочисленным публикациям, которые посвящены этому типу гранитов, широко проявившемуся на территории Гиндукуша, Каракорума и Гималаев /201, 310-312 и др./, их формирование связано с частичным плавлением сиалического фундамента в коллизионной геодинамической обстановке. С учетом этих публикаций, а также имеющегося фактического материала можно предложить следующую модель формирования раннемезозойских стресс-гранитов. На ранней стадии орогенного сжатия, отвечающего индосинийской эпохе тектоногенеза, произошло тектоническое расслоение верхних слоев литосферы и общее утолщение земной коры в условиях субгоризонтального сжатия. Вслед за В.Г. Трифоновым /225/ можно предположить, что утолщение коры было вызвано не надвиганием одной плиты на другую, а сдавливанием мегачешуй, охватившим 30-40 км земной коры. Сначала на стадии вдавливания мегачешуй преобладающими процессами были бласто-милонитизация и бластокатаклиз субстрата, которые в погружающихся блоках (ме-

гачешуях) испытывали нагревание, возможно, за счет диссипативного тепла /247/. Массовое выплавление гранитов произошло в условиях избыточного флюидного давления. Это подтверждается отсутствием выраженных признаков прогрессивных реакций дегидратации как на стадии предшествующей формированию шугнанских гранитов, так и синхронной с ними. Поздняя (инверсионная) стадия была связана с выдавливанием мегачешуй. Подъем геоблоков привел, с одной стороны, к быстрой кристаллизации главного объема гранитов, с другой – их частичному повторному плавлению в периферических зонах в соответствии с декомпрессионно-диссипативной моделью /ГОЗ,261/. Этим объясняется структурная позиция шугнанских гнейсогранитов, которые сопровождаются до-, син- и постгранитными зонами бластокатаклаза и бластомилонитизации. Геологическими факторами, благоприятными для реализации этой модели, в данном случае является наличие глубинных стрессовых зон, а также то, что избыточное флюидное давление могло обеспечиваться попаданием в область гранитообразования захороненных флюидов вышележащих слабометаморфизованных толщ.

2.2. Будункульская зона

В Будункульской и расположенной к северу от нее Аличурской зонах ЮЗП преобладающим геодинамическим режимом в позднем триасе было растяжение земной коры под влиянием поднимающегося мантийного диапира и, как следствие, формирование корового мигматит-гранитного очага с отчетливыми признаками участия в его строении мантийных расплавов. На высокий температурный градиент и, соответственно, высокие степени плавления сиалического субстрата в глубинных зонах коры, указывают широкое развитие в этих зонах тоналит-гранитных ассоциаций и присутствие многочисленных включений и будинаж-даек субщелочных базитов и пикробазитов повышенной титанистости (см. табл. I).

Вместе с тем, Будункульская зона обладает рядом специфических признаков, которые послужили основанием для её выделения в качестве самостоятельного структурно-формационного подразделения Южно-Памирского региона. К ним относятся относительно низкие параметры метаморфизма вмещающего субстрата на наблюдаемом эрозионном срезе ($T = 620-650^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{общ}} \geq 3$ кбар) и явные признаки регионального кремниевое-калиевого метасоматоза. С последним, в частности, связано внедрение наиболее поздних ультракалиевых гранит-лейкогранитов, формирование которых невозможно без предварительной метасоматической подготовки субстрата. Как будет показано ниже (см. раздел 4), подобное различие находит объяснение только с позиций разноглубинного среза единого внутрикорового мигматит-гранитного очага, когда Аличурская зона отвечает центральной, более глубинной и значительно более высокотемпературной, части, а Будункульская – близкоровельной. Их совмещение на одном эрозионном уровне вполне вероятно благодаря тектоническому расслаиванию коры Южно-Памирского региона в альпийское время. При этом Аличурская зона выступает в качестве автохтона, в то время как Будункульская представлена серией разоборванных тектонических пластин. Каждая из этих пластин также отличается по уровню эрозионного среза, точнее по уровню глубинности на момент формирования раннекеммерийских магматических комплексов. С учетом полученных данных можно выделить, по крайней мере, три самостоятельных блока (пластины) в пределах Будункульской зоны: Южноаличурский, Тагаркакинский и Боркульский (см. рис. I, 2). Первые два изучены достаточно полно и характеристика их магматических комплексов приводится ниже. В отношении последнего существуют

только отрывочные сведения, которые свидетельствуют о его близком структурно-вещественном сходстве с Тагаркакинским блоком.

Тагаркакинский блок отвечает мезоабиссальной фации глубинности (Р~3 кбар) и, судя по более низкому в сравнении с Аличурской зоной температурному градиенту, может быть проинтерпретирован как кровельно-фланговая часть мигматит-гранитного очага. Здесь широко развиты гнейсотоналит-гнейсограниты одноименного комплекса, контакты которых с вмещающими породами осложнены лейкосомными (мигматитовыми) выплавками, а также уже упоминавшиеся выше слабоперемещенные палингенно-метасоматические ультракалиевые граниты ортобузского комплекса. Южноаличурский блок отвечает гипабиссальной фации глубинности. В его строении решающую роль играют магматические породы тоналит-гранодиорит-гранитного состава, которые представляют собой самостоятельную интрузию, внедренную в верхние горизонты земной коры, вероятнее всего, в результате позднеюрской фазы складчатости.

Второй тип гранитов имеет внеструктурный характер и представлен высоко-температурной калиевой монцодиорит-гранодиорит-гранитной ассоциацией (сереташский комплекс), особенности состава которой, генезис и возможные причины повышенной щелочности обсуждаются в разделе, посвященном Аличурской зоне (см. раздел 2.3.6).

2.2.1. Кварц-диорит-тоналит-граниты тагаркакинского и южноаличурского комплексов, $T_1^? - T_3$

В Тагаркакинском блоке магматические породы одноименного комплекса слагают крупный массив в междуречье Сулутагаркаки - Упальсай (рис.15). Ранее они частично включались в аличурскую метаморфогенную серию /I97/, а в случае массивных и слабогнейсовидных разностей рассматривались как составная часть меловых гранитоидов Койтезекского массива /I66/. В качестве самостоятельного комплекса мезоабиссальной фации глубинности выделены впервые М.М.Малых, А.Р.Баратовым.

Тагаркакинский массив представляет в плане эллипсоид, вытянутый в субширотном направлении (4,5-5 x II-III км). Контакты с вмещающей метаморфической рамой имеют конформные очертания и отличаются сложным строением. С одной стороны, в гранитоидах постоянно наблюдаются ксенолиты пара- и ортометаморфических пород (Гр-Би - гнейсы, Амф-Би - плагиогнейсы, Граф-Пи - мраморы, скарноиды) с отчетливым срезанием гнейсовидности и лейкосомных дифференциатов, с другой - в самих гранитоидах вблизи контактовых зон резко усиливается гнейсовидность и появляются многочисленные линзо- и жиллообразные гранитные лейкосомы мощностью от первых миллиметров до 10-15 см. Участками количество лейкосомных выделений достигает 30-40 %, а ориентировка ксенолитов совпадает с общей гнейсовидностью гранитоидов. Мощность зон лейкосомообразования, в зависимости от конфигурации контакта, варьирует от 0,5 до 1,2 км. При переходе к внутренним частям массива количество лейкосомных выделений резко падает, так же как и количество ксенолитов вмещающих пород. Указанные геологические признаки контактовых зон, вероятнее всего, могут быть связаны с частичным подплавлением вмещающих пород в условиях мезоабиссальной фации и смещением первично-тоналитовых и контактово-анатектических расплавов. Во всяком случае близкие по составу и возрасту интрузивы Аличурской зоны, становление которых происходило при более высоких Р, Т-параметрах, уже имеют явные признаки продвинутого контактового синтексиса (см. раздел 2.3.3).

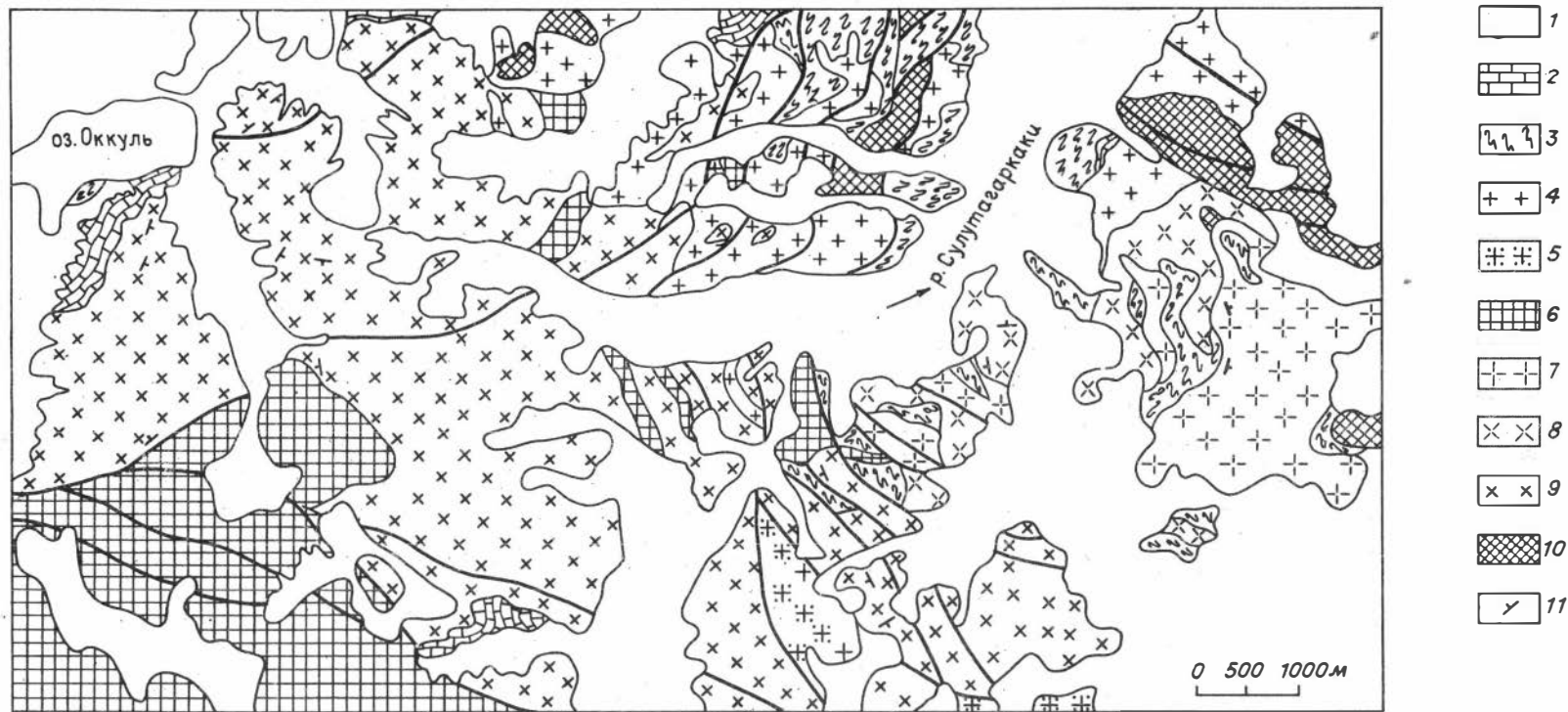


Рис.15. Геологическая схема Тагаркакинского и Ортобузского массивов Булункульской зоны ЮЗП.

Составлена М.М.Малых и А.Р.Баратовым с дополнениями А.Г.Владимирова: I - четвертичные отложений; 2-3 - пара- и ортометаморфические породы Булункульской зоны ЮЗП, $T_3?$ /AR? (2 - мраморы, 3 - мигматизированные гнейсы и гранитогнейсы, нерасчлененные); 4 - Би[±]Му[±]Гр-гранит-лейкограниты памирского комплекса, N_1 ; 5 - Би-гранит-порфиры и граносиенит-порфиры кыр-кызырабатской вулканоплутонической ассоциации, P; 6 - Би-Амф-монодиориты, гранодиориты и граниты сереташского комплекса, $T_3?$; 7,8 - ортобузский комплекс ультракалийевых гранитов, T_3 (7 - порфиробластические Би-граниты, 8 - атакситовые Би[±]Гр[±]Корд-лейкограниты); 9 - Би-тоналит-гранодиорит-граниты тагаркакинского комплекса, $T_1?$ - T_3 , в том числе. 10 - подверженные интенсивной бластомилонитизации; 11 - структурные элементы гнейсовидности.

Внутреннее строение Тагаркакинского массива отличается большой сложностью. Выделенные здесь петрографические разновидности (от метаморфизованных габбро до лейкогранодиоритов) имеют как постепенные переходы, так и явно рвущие, интрузивные. Сохранность интрузивных взаимоотношений зависит от состава контактирующих пород. Чем более контрастны по меланократовости и зернистости породы, тем лучше сохраняются реликты их интрузивных пересечений. В случае близких по составу пород контакты становятся расплывчатыми, а их геометрия осложняется лапчатыми взаимопроникновениями и даже перемежаемостью отдельных пластов мощностью до 50–80 м. В крайнем варианте отмечается выравнивание состава, что делает невозможным картирование внутренней структуры массива.

Выявляется три главные интрузивные фазы (от ранних): 1 – с-з Би-кварцевые диориты, 2 – с-з Би-гнейсотоналиты, 3 – с-з Би-гнейсолейкогранодиориты. По объему резко преобладают породы 1- и 2-й фаз, в то время как 3-я представлена единичными пластообразными телами (М = 20–30 м). Лейкосомные выделения сложены калиевыми с-з, к-з Би-гранит-лейкогранитами.

По структурно-петрографическим признакам породы тагаркакинского комплекса обнаруживают сходство. Их главная особенность: резкая обогащенность биотитом, который является единственным темноцветным минералом. Разница в составе кварцевых гнейсдиоритов (Кв 5–8 %, Пл 60–65 %, Кпш 0–3 %, Би 23–30 %) и гнейсотоналитов (Кв 18–22 %, Пл 50–55 %, Кпш до 5 %, Би 15–20 %) связана с общим увеличением содержаний Кв и падением – Би, Пл. В гнейсолейкогранодиоритах наряду с этой тенденцией отмечается возрастание концентрации Кпш (до 10–15 %). Акцессорная специализация имеет сквозной характер: Сф (до 5 %) + Ап + Цирк + Ил. Микроструктуры варьируют от гипидиоморфных до очковых – лепидогранобластовых. Биотит повсеместно окрашен в коричневые тона, зачастую находится в сростках со сфеном, Пл – зональный (олигоглаз-андезин), Кпш вместе с Кв находится в интерстициальном матриксе. В сильно катаклазированных и разгнейсованных разностях реликтовые участки гипидиоморфных Пл-Би-Сф – сростков окружены перекристаллизованным материалом гранитного состава.

В Южноаличурском блоке (тектонической пластине) кварц-диорит-тоналит-гранитная ассоциация слагает одноименный массив гипабиссальной фации глубинности. Ранее эти магматические образования включались в состав мелового гранодиорит-гранитного комплекса, объединявшего без расчленения калинатровые тоналитовые и калиевые монзонитоидные разности близкой кремнекислотности /166, 184, 197/. После геолого-съемочных работ, проведенных Р.Т.Беляевой, этот блок был выделен в самостоятельный комплекс. Петрологическая характеристика изложена А.Г.Владимировым, Р.Т.Беляевой, О.М.Туркиной и др. /37, 229/.

В региональном плане Южноаличурский массив приурочен к южным отрогам Северо-Аличурского хребта, располагаясь в прудостевых частях рек Бахмалджилга, Чулактеке, Кулаккесте, Караджилга (рис.16). На севере ограничен надвигом, на востоке прорывает метаморфические породы Булункульской зоны, южная граница скрыта четвертичными отложениями Аличурской долины. В строении массива принимают участие следующие интрузивные фазы (от ранних): 1 – м-з Би[±]Амф-кварцевые диориты (0,5 км²); 2 – с-з Би-тоналиты и гранодиориты (34,5 км²); 3 – с-з, к-з Би-граниты (0,5 км²); 4 – жилы разномзернистых гранитов и аллитов. Преобладающей разновидностью являются тоналиты и гранодиориты 2-й фазы, которые содержат ксенолиты кварцевых диоритов и, в свою очередь, срезаются более поздними гранитами и аллитами. Характерная особенность пород – присутствие коричневого биотита в качестве единственного темноцветного минерала. Лишь в наиболее меланократовых разностях к нему примешиваются единичные зерна бледно-зеленой роговой обманки.

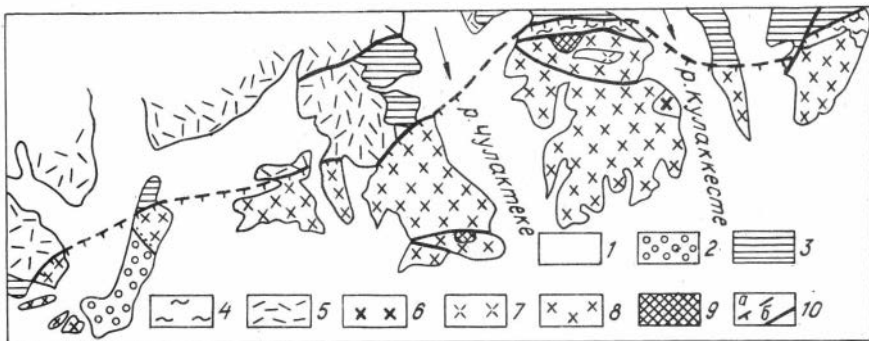


Рис.16. Геологическая схема Южноаличурского массива Булункульской зоны ЮЭП (по Р.Т.Беляевой с дополнением А.Г.Владимирова):

1 – четвертичные отложения; 2 – конгломераты, N; 3 – нерасчлененные осадочные отложения (р-л) Крайней зоны ЮЭП; 4 – метаморфические пара- и ортопороды ($T_3?$ /AR?) Булункульской зоны ЮЭП; 5 – кыр-кызылрабатская вулканоплутоническая трахиандезит-латит-риолит-монзонит-гранитная ассоциация, нерасчлененная, P; 6 – монзонит-порфиры, P?+K?; 7–9 – южноаличурский тоналит-гранитный комплекс, $T_3?$ (7 – граниты 3-й фазы, 8 – тоналиты 2-й фазы, 9 – кварцевые диориты 1-й фазы); 10 – разрывные нарушения (а – надвиги, б – разломы).

Кварцевые диориты 1-й фазы – массивные породы серой и светло-серой окраски, состоящие из Пл 48–52 %, Кшп 7–9 %, Кв 12–18 %, Би 15–18 %, Рог до 0,5 %. Акцессорные минералы представлены Ап, Цир, Ил, Сф, ортитом. Структуры гипидиоморфные или пойкилитовые с резким идиоморфизмом Пл и Би по отношению к Кшп и Кв. Плагноклаз имеет отчетливо зональное строение с многочисленными оптически видимыми зонами роста (50–32 % An). Он часто содержит резорбированные футлярообразные ядра или их реликты, сложенные битовнитом (рис.17,а). Калишпат представлен ортоклазом без пертитовых вростков. Бiotит имеет низкую железистость и глиноземистость ($f = 53-54 \%$, $l = 20-20,4 \%$, табл.15). Последовательность выделения минералов: Пл₇₀₋₉₀ → Би, Рог → Пл₅₀₋₃₀ → Кв, Кшп.

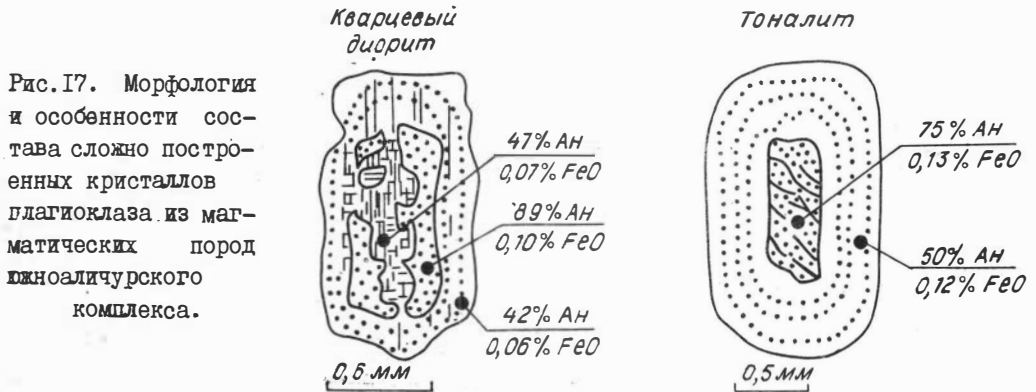
Тоналиты и гранодиориты 2-й фазы – более светлоокрашенные породы массивного строения. В поле легко узнаются, благодаря обилию беспорядочно ориентированных призмочек коричневого биотита, отчетливо видных на белом фоне. Минеральный парагенезис: Пл 45–50 %, Кшп 6–9 %, Кв 20–26 %, Би 12–15 %. Бледно-зеленая Рог встречается в единичных случаях. Набор акцессориев соответствует кварцевым диоритам. Плагноклаз имеет прямую зональность (50–28 % An). Реликтовые ядра (70–55 % An) присутствуют повсеместно. В отличие от кварцевых диоритов они сильно трещиноваты, причем трещины не проходят во внешние каймы (см.рис.17б). В биотитах возрастает железистость, но несколько падает глиноземистость ($f = 56,6 \%$, $l = 19 \%$, см. табл.15). Структурные особенности и последовательность выделения минералов сохраняются неизменными.

Граниты 3-й фазы и их жильные разновидности по видовому минеральному составу подобны лейкогранодиоритам, отличаясь более крупной зернистостью и повышенными содержаниями Кв и Кшп. В них сохраняется высокая кальциевость центральных частей Пл (44–36 % An), хотя в каймах резко снижается до 15–18 %. Структуры гипидиоморфные, пойкилитовые, иногда с элементами микрографики.

Химический состав (мас.%) биотитов
из гранитоидов Южно-Аличурского массива

Компо- ненты	Кварцевый диорит (3540а)				Гранодиорит (3524)
	зерно I		зерно 2		зерно I
	ц	к	ц	к	ц
SiO ₂	35,99	36,52	35,55	36,18	35,78
TiO ₂	4,07	3,84	4,10	4,06	4,53
Al ₂ O ₃	14,67	14,95	14,70	14,85	13,53
ΣFeO	20,81	20,96	20,40	20,25	21,89
MnO	0,32	0,28	0,30	0,28	0,47
MgO	9,69	9,87	9,54	9,80	9,29
CaO	не обн.	не обн.	0,06	0,04	0,02
BaO	0,59	не обн.	0,84	не обн.	0,79
Na ₂ O	0,08	0,17	0,10	0,17	0,20
K ₂ O	9,25	9,14	8,78	9,10	8,97
Сумма	94,89	95,76	93,58	94,73	94,73

Примечание. Анализы выполнены по образцам Р.Т.Беляевой.



Возраст магматических пород тагаркакинского и южноаличурского комплексов условно принят поздне триасовым на основании вещественного сходства с гнейсо-намитами гунтского комплекса Аличурской зоны, для которых получены U-Pb-датировки цирконов (см. раздел 2.3.3).

Вещественная характеристика. Средний химический и редкоземельный состав магматических пород приведен в табл. 16-18. Из-за различия внутреннего строения тагаркакинского и южноаличурского комплексов средние параметры были рассчитаны отдельно для породных групп равной кремнекислотности. Сравнительный анализ показал близкое сходство выделенных породных групп при сохранении одних и тех же тенденций по мере роста содержания SiO₂. В целом их составы отвечают известково-щелочным сериям, характеризующимся повышенными содержаниями калия (рис. 18, 19). Одновременно с калием эти породы незначительно обогащены собственно гранитофильными элементами - Li, Be. На существенную роль коровой составляющей в

Средний состав (мас.%) петрографических разновидностей
тоналит-гранодиорит-гранитных ассоциаций Булуякульской зоны

Группа пород (интервал по SiO ₂ , мас.%)	N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	F ₂ O ₅
Киноальчурский массив (комплекс)												
Диориты (55-60)	I	59,69	1,01	17,86	5,79	0,09	2,62	6,68	1,87	2,16	1,98	0,22
Кварцевые диориты (60-63)	4	61,90	0,88	17,74	5,05	0,08	2,26	4,89	2,87	2,39	1,56	0,18
Меланократиты (63-66)	6	<u>64,43</u> 0,90	<u>0,76</u> 0,05	<u>16,49</u> 0,53	<u>4,19</u> 0,12	<u>0,07</u> 0,01	<u>1,75</u> 0,29	<u>4,48</u> 0,24	<u>2,73</u> 0,11	<u>2,98</u> 0,19	<u>1,32</u> 0,25	<u>0,19</u> 0,02
Лейкотоналиты и гранодиориты (66-69)	I	66,68	0,37	17,12	2,36	0,02	0,86	2,25	4,10	4,77	1,42	0,25
Граниты (69-73)	3	71,29	0,33	14,76	2,31	0,05	0,58	2,33	3,61	3,60	0,84	0,17
Общая выборка	15	<u>64,96</u> 3,76	<u>0,70</u> 0,24	<u>16,62</u> 1,16	<u>4,03</u> 1,24	<u>0,07</u> 0,02	<u>1,65</u> 0,71	<u>4,16</u> 1,32	<u>2,98</u> 0,58	<u>3,02</u> 0,79	<u>1,33</u> 0,42	<u>0,19</u> 0,03
Тагараклянский массив (комплекс)												
Гнейсдиориты (55-60)	2	59,49	1,02	17,68	5,94	0,08	2,77	5,41	2,90	2,89	0,66	0,29
Кварцевые гнейсдиориты (60-63)	5	61,70	0,86	16,97	5,47	0,08	2,40	5,11	2,84	2,66	1,32	0,23
Меланократовые гнейсдиориты (63-66)	8	<u>64,84</u> 0,87	<u>0,70</u> 0,07	<u>16,03</u> 0,54	<u>4,61</u> 0,41	<u>0,07</u> 0,01	<u>2,09</u> 0,28	<u>4,46</u> 0,32	<u>2,93</u> 0,14	<u>2,64</u> 0,56	<u>1,01</u> 0,04	<u>0,19</u> 0,04
Лейкократовые гнейсдиориты и гнейсогранодиориты (66-69)	I	66,68	0,62	15,18	3,78	0,05	1,55	3,56	2,70	3,75	1,46	0,18
Гнейсограниты (69-73)	3	70,54	0,34	14,56	2,88	0,06	0,72	2,45	3,89	3,54	1,05	0,14
Общая выборка	19	<u>64,45</u> 3,46	<u>0,71</u> 0,21	<u>16,17</u> 1,13	<u>4,66</u> 1,03	<u>0,07</u> 0,01	<u>2,00</u> 0,66	<u>4,36</u> 1,02	<u>3,04</u> 0,41	<u>2,87</u> 0,57	<u>1,09</u> 0,25	<u>0,20</u> 0,05

Примечание. Таблица составлена по материалам Р.Т.Беляевой, М.М.Малых, А.Р.Баратова и А.Г.Владимирова. Над чертой - среднее арифметическое, под чертой - среднее квадратичное отклонение.

Таблица 17

Средние содержания R (мас.%) и редких элементов (г/т)
в гранитоидах киноальчурского комплекса

Группа пород (интервал по SiO ₂ , мас.%)	R	B	Li	Rb	Sr	Ba	Be	Sn	Zr
М-э диориты (57-60)	0,07(1)	5(1)	42(1)	82(1)	650(1)	650(1)	2,8(1)	3,0(1)	не опр.
Кварцевые диориты (60-63)	0,08(4)	10(4)	46(4)	82(4)	432(4)	739(1)	2,2(1)	6,0(1)	162(3)
	0,06-0,09	4-13	42-51	65-101	400-490	560-820			115-240
Меланократовые тоналиты (63-66)	0,06(6)	12(6)	44(6)	173(6)	361(5)	680(5)	4,6(3)	7,2(3)	120(3)
	0,04-0,08	8-20	29-60	14-640	340-385	600-750	3,2-5,8	6,1-9,0	90-155
Лейкократовые тоналиты и гранодиориты (66-69)	0,02(1)	12(1)	29(1)	140(1)	370(1)	1280(1)	-	-	105(1)
Граниты (69-73)	0,03(2)	10(3)	49(3)	107(3)	360(3)	633(3)	8,4(3)	8,5(3)	не опр.
	0,02-0,04	8-13	32-61	95-119	160-490	210-1000	5,1-11,5	6,5-9,2	

Примечание. Над чертой - среднее арифметическое, под чертой - пределы вариаций частных определений; в скобках - число анализов.

формировании интересующей нас ассоциации пород указывает также распределение РЗЭ (табл. 19). Спектр этих элементов близок к спектру постаршейских глинистых сланцев, отклоняясь в сторону более высоких Ce/Yb-отношений, главным образом за счет снижения концентраций тяжелых лантаноидов (рис. 20). Отметим, что нормированные концентрации тяжелых лантаноидов все же не достигают столь низких значений, как в М-гранитах, происхождение которых связывают с частичным плавлением амфиболитов с Gr и Амф в качестве остаточных фаз /275,322/.

Обсуждение результатов. При построении петрологических моделей для из-

Средние содержания редких элементов (г/т)
в магматических породах тагаркакинского комплекса

Группы пород (интервал по SiO ₂ , мас.%)	Li	Rb	Sr	Ba	Be	Zr	Nb
Гнейсодиориты (57-60)	42(2) 39-46	II4(2) II0-II9	532(2) 499-566	856(2) 815-896	I,7(I)	290(2) 279-300	7,5(2) 6,9-8,1
Кварцевые гнейсо- диориты (60-63)	49(6) 32-84	II8(6) 9I-I56	474(6) 313-592	76I(6) 493-922	2,4(4) I,6-3,1	245(6) 208-260	7,1(6) 5,1-12,6
Меланократовые гнейсотоналиты (63-66 %)	35(8) 26-5I	I08(8) 82-I72	386(8) 304-440	635(8) 394-797	I,9(6) I,5-2,5	203(8) 166-253	7,8(8) 5,7-II,2
Лейкократовые гнейсотоналиты и гнейсогранодиориты (66-69)	32(I)	II0(I)	406(I)	940(I)	I,7(I)	I94(I)	4,I(I)
Гнейсограниты (69-73)	28(3) 2I-3I	II9(3) II0-I28	I49(3) I27-I94	552(3) 537-564	I,8(2) I,5-2,0	204(3) I70-256	6,3(3) 3,9-9,I

Примечание. Над чертой - среднее арифметическое, под чертой - пределы вариаций частных определений; в скобках - число анализов.

вестково-щелочных серий с широким участием тоналитов (или дацитов) обычно привлекаются следующие варианты магмообразования: 1) кристаллизационная дифференциация базальтовой (тоналитовой) магмы, 2) плавление обводненного толеитового материала в условиях субдукции, 3) палингенное плавление смешанного субстрата в нижних частях коры /42,62,64,226,275 и др./.

Первый вариант необходимо исключить из-за восстановительных условий кристаллизации гранитоидов (безмагнетитовая фация), что подавляет возможность первоначальной дифференциации базальтовой магмы по боуэновскому тренду фракционирования. В ряде работ для объяснения тоналит-гранитных серий используется частный вариант фракционной кристаллизации, исходя из андезитового состава первоначального расплава /238/. Хотя это и не решает проблемы происхождения исходной магмы, но позволяет объяснить рост кремнезема в дифференцированной серии без его обогащения железом. В данном случае исходный расплав должен был отвечать кварцевым диоритам или меланократовым тоналитам, а их дифференциаты - гранодиоритам. Для проверки этой модели О.М. Туркиной были проведены модельные расчеты поведения РЗЭ в южноалячурском комплексе /229/. Они показали невозможность получения последовательных продуктов дифференциации, которые отвечали бы имеющемуся ряду кварцевый диорит - гранодиорит. В пользу этого свидетельствует также слабое изменение концентрации бария, что не соответствует теоретическим фракционным трендам /297/.

Второму варианту противоречит обогащенность гранитоидов калием и литофильным комплексом микроэлементов (лёгкие РЗЭ, Li, Be, Sr, Ba). По этим признакам они приближены только с высококалийными тоналит-гранодиоритовыми интрузиями и дацит-риолитовыми вулканитами активных окраин андийского типа /264/, для которых в настоящее время предполагается участие в источнике плавления не только базальтового материала субдуцированной океанической коры, но и осадочных пород аккреционного клина /45/. Однако в данном случае геотектоническая позиция гранитоидов прямо указывает на невозможность субдукции.

Таким образом, наиболее вероятной моделью их происхождения является частичное плавление метаосадочного (пелиты ± граувакки) или смешанного (с участи-

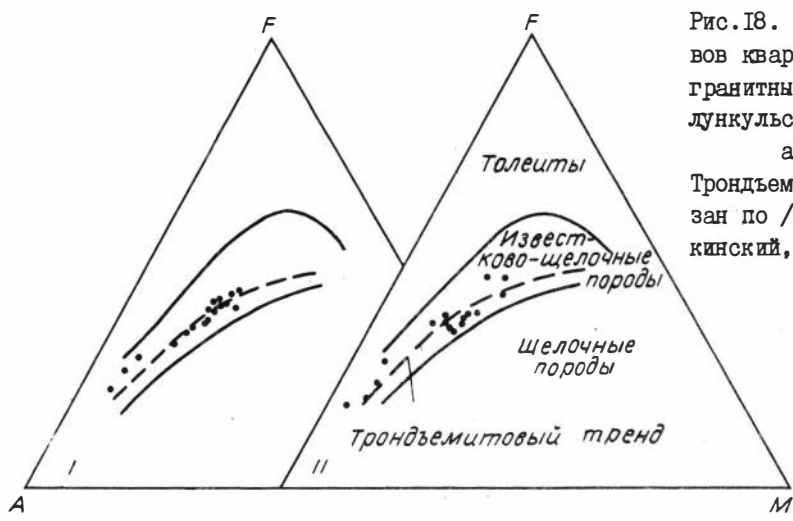


Рис.18. Расположение составов кварц-диорит-тоналит-гранитных ассоциаций Булункульской зоны ЮЭП на диаграмме "АМ". Трондземитовый тренд показан по /275/: I - Тагаркакинский, II - Южноаличурский массивы.

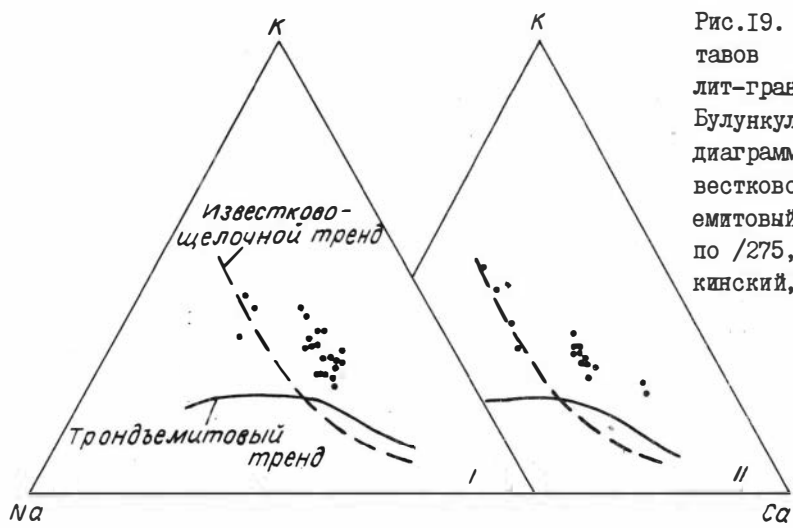


Рис.19. Расположение составов кварц-диорит-тоналит-гранитных ассоциаций Булункульской зоны ЮЭП на диаграмме "Са-На-К". Известково-щелочной и трондземитовый тренды показаны по /275,318/: I - Тагаркакинский, II - Южноаличурский массивы.

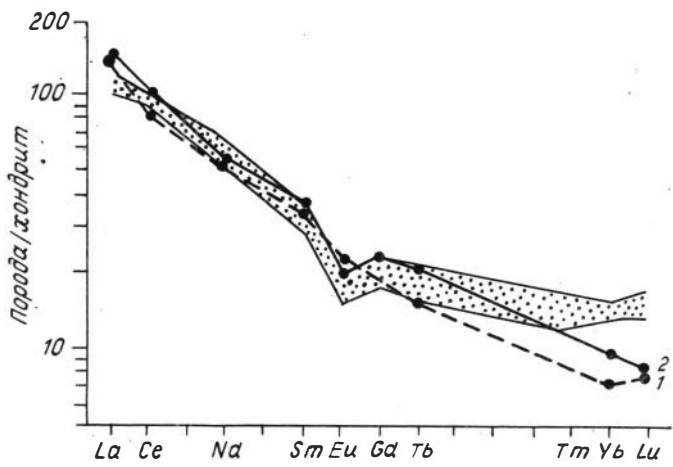


Рис.20. Распределение РЗЭ в кварцевых диоритах (1) и тоналитах (2) южноаличурского комплекса Булункульской зоны ЮЭП. Крапом показана область постаршейских глинистых сланцев, по /221/.

ем амфиболитов) нижнекорового субстрата. Несмотря на то, что субликвидусные температуры кристаллизации "высококалиевых" дацитовых и тоналитовых магм меньше, чем собственно известково-щелочных или низкокалиевых расплавов близкой кремнекислотности ($\geq 780-800$ °C /264/), для их объяснения все же необходимо в нижних частях коры присутствие крупных масс мантийных расплавов, являющихся источником повышенного температурного градиента. В Будункульской зоне, отвечающей фланговой части сводового поднятия, собственные базит-ультрабазитовые интрузии не известны, но широко развиты габбро-пироксенитовые включения, аналогичные по составу будинаж-дайкам Аличурской (глубокоэродированной) зоны (см. раздел 2.3). В последней, как будет показано ниже, есть и прямые геологические признаки плавления корового субстрата в контактовых зонах пикробазитовых тел с образованием кварц-диорит-тоналит-гранитной анатектической серии и реститов Гр-Пл-Гип-Би-состава. Как показывают расчеты для условий равновесия твердой и жидкой фазы /229/, расплавы с содержаниями РЗЭ, установленными в кварцевых диоритах южноаличурского комплекса (см. табл. I9), могут быть получены при плавлении 40-45 % метапелитов. Исходя из известных коэффициентов распределения редкоземельных элементов /282,298/, реститы в этом случае должны быть представлены Пл, Гр и Би в соотношении $\sim 4:1:20$ и небольшим количеством акцессорного монацита. С другой стороны, выплавление тоналитовых расплавов в нижнекоровых условиях может быть связано с метасоматической подготовкой метапелитового субстрата (см. раздел 2.3.2) или с участием метаграуваккового компонента /272,273/. Последний вариант весьма вероятен, поскольку состав докембрийских гнейсовых толщ ЮЭП отвечает тоналитам или средним грауваккам /22,24/.

И, наконец, сравнительный анализ мезоабиссальных гранитоидов в Тагаркакинском и гипабиссальных - в Южноаличурском блоках позволяет объяснить появление финальных лейкогранодиоритов в результате синтексиса, т.е. смешения более глубинных тоналитовых магм и контактово-анатектических калиевых выплавов в промежуточных очагах /61,64/. Это предположение согласуется с геологическими наблюдениями в более глубокоэродированном Тагаркакинском блоке, где широко развиты лейкосомные (анатектические) образования в контактовых зонах, а также с особенностями поведения редких и редкоземельных элементов (повышение Th на фоне незначительного роста Ba, появление слабой отрицательной европиевой аномалии /229/). В Аличурской зоне, отвечающей еще более высоким Р,Т-параметрам

Таблица I9

Содержание редкоземельных элементов и тория (г/т) в магматических породах южноаличурского комплекса (Будункульская зона)

Компоненты	Кварцевый диорит (обр.3540а)	Гранодиорит (обр.3524)
La	42,0	44,0
Ce	70,0	80,0
Nd	31,5	33,6
Sm	7,0	7,6
Eu	1,75	1,57
Gd	не опр.	6,2
Tb	0,76	1,0
Yb	1,6	2,1
Lu	0,25	0,28
Σ РЗЭ	160,1	176,3
Th	11,0	15,2
La/Yb	26,2	20,9

Примечание. Анализы выполнены по пробам Р.Т.Беляевой инструментальным нейтронно-активационным методом (аналитик - В.А.Бобров).

метаморфизма субстрата, процессы контактового синтексиса тоналитовых расплавов проявлены уже значительно сильнее (см. раздел 2.3.3).

2.2.2. Ультракалиевые гранит-лейкограниты ортобузского комплекса, T₃?

Ортобузский комплекс порфиробластических Би-гранитов и атакситовых Би-Му-лейкогранитов выделен недавно в Тагаркакинском блоке Булункульской зоны (М.М.Малых, А.Р.Баратов). Сходные породы установлены также севернее оз.Зоркуль, где их геологическая позиция осталась пока невыясненной. В виде ксенолитов и ксеноблоков они присутствуют в меловых монцитоидах Аличурского полихронного плутона (р.Чулактеке). Наиболее крупные выходы закартированы на правом борту р.Судутагаркаки, где они слагают серию пластообразных тел (М до 300-450 м) конформных с вмещающей метаморфической рамой. Несмотря на то, что породы сильно разгнейсованы, а ориентировка гнейсовидности совпадает со структурными элементами во вмещающем субстрате, их интрузивная природа не вызывает сомнений, поскольку они повсеместно содержат ксенолиты метаморфических пород.

В составе ортобузского комплекса выделены две петрографические группы пород, между которыми наблюдались интрузивные пересечения. Ранняя группа (фаза) включает в себя крупно- и мелкопорфиробластические Би-гнейсограниты. Упорядоченно-ориентированные порфиробласты в них (от I-I,2 до 3-3,5 см) представлены исключительно микроклином. Поздняя группа - к-з Би-Му[±]Гр[±]Корд-лейкограниты. Атакситовая текстура лейкогранитов обусловлена присутствием редких к-з агрегатов темноцветных минералов (Би[±]Гр[±]Корд), равномерно разбросанных на светлом фоне с-з Кв-Кпш-матрикса.

Граниты I-й и лейкограниты 2-й интрузивных фаз, несмотря на различие минеральных и структурных особенностей, имеют общие петрохимические признаки (табл.20): повышенную глиноземистость ($Al_2O_3 = 13,8-15,5$ мас.%) и низкую сумму щелочей, при аномально высоком преобладании калия над натрием ($Na_2O+K_2O \leq 6,5-7,5$ мас.%, $K_2O = 5-6$ мас.%, $Na_2O = 1,7-2,5$ мас.%). На диаграмме "Кв-Аб-Орт" их нормативные составы образуют тренд, резко смещенный в сторону кварц-ортоклазовых котектических линий (рис.21).

Глиноземистые (корунднормативные) ультракалиевые кремнекислые породы магматического генезиса, подобные ортобузским гранитам и лейкогранитам, достаточно редки в природных условиях (ультракалиевые риолиты Приморья, Рудного Алтая и др. /13,92,244/), их происхождение дискуссионно. Одни исследователи /13/ связывают их с остаточными расплавами, образовавшимися в результате дифференциации андезитовых очагов при условии обогащения последних высококалиевыми интрателлурическими флюидами, другие - с ликвацией умеренно высококалиевого кремнекислого расплава на уровне становления или в периферических очагах /92/, третьи - с влиянием кислотного флюида на смещение составов остаточного расплава в сторону Кв-Орт-эвтектики /132,244,267/. Как бы то ни было, любой из перечисленных вариантов требует специфических условий флюидного режима магмообразования, а именно - привноса калия либо на стадии предварительной метасоматической подготовки субстрата /192/, либо на стадии магматического замещения /128/. В нашем случае обращает на себя внимание то, что эволюция составов гранитов (от ранней фазы к поздней) происходила практически при постоянном соотношении Аб и Орт главным образом за счет возрастания кремнекислотности расплавов (см. рис.21). Этот тренд резко отличается от нормальной эволюции состава

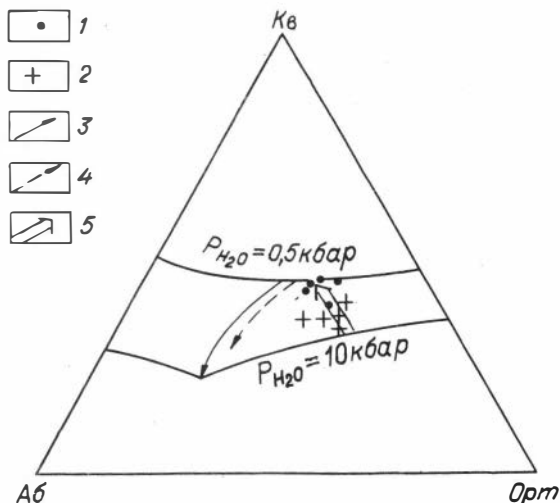
Химический состав (мас.%) ультракалийевых гранитов ортобузского комплекса (Будункульская зона)

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
1 группа - с-з, к-з порфиробластические Би-граниты												
9050/1	68,56	0,61	15,48	2,79	0,12	1,03	1,45	2,09	6,29	1,32	0,24	99,99
9042	70,30	0,63	14,54	2,79	0,11	1,07	1,72	1,95	6,06	0,70	0,11	100,00
9021/4	70,50	0,33	14,70	2,20	0,04	0,82	1,40	1,77	6,19	1,47	0,51	99,94
9022	70,80	0,35	15,19	1,77	0,02	0,44	1,68	2,81	5,32	1,09	0,15	99,64
8684/1	73,80	0,16	13,96	1,09	0,02	0,24	1,26	2,50	6,25	0,69	0,09	100,07
\bar{X}	70,79	0,42	14,77	2,13	0,06	0,72	1,50	2,22	6,02	1,05	0,22	
2 группа - к-з атакситовые Гр[±]Корд-Би-лейкограниты												
8684	70,92	0,42	15,54	1,95	0,02	0,51	1,40	2,20	5,81	0,89	0,24	99,92
9084	72,68	0,27	14,28	1,68	0,11	0,65	1,57	1,72	5,60	1,31	0,12	100,00
9021/5	73,40	0,04	14,21	1,10	0,03	0,19	1,26	2,62	5,00	1,46	0,22	99,55
9047	74,96	0,17	13,84	1,15	0,12	0,31	0,85	2,51	5,13	1,08	0,15	100,28
9086	74,84	0,25	14,04	0,81	0,10	0,29	1,45	2,15	5,31	0,65	0,11	100,02
\bar{X}	73,36	0,23	14,38	1,34	0,08	0,39	1,31	2,24	5,37	1,08	0,17	

Примечание. Все пробы отобраны в Ортобузском массиве (правый борт ручья Сулутагар-каки, авторы - А.Р.Баратов, М.М.Малых).

Рис. 21. Эволюция нормативных составов ультракалийевых гранит-лейкогранитов ортобузского комплекса Будункульской зоны ЮЭП, на диаграмме "кварц-альбит-ортоклаз":

1 - порфиробластические Би-граниты 1-й фазы; 2 - атакситовые Би[±]Гр-лейкограниты 2-й фазы; 3 - тренд эвтектических составов в зависимости от давления воды /336/ и 4 - различных содержаниях фтора при P_{H₂O} = 1 кбар /172/; 5 - усредненный тренд нормативных составов в ортобузском комплексе от ранней фазы к поздней.



гранитных эвтектик в случае влияния возрастающей активности воды /336/, фтора /172/ или повышения кислотности флюида /267/. Наиболее вероятным объяснением этого тренда, исходя из эффекта кислотно-основного взаимодействия Коржинского /128/, может быть двухстадийная модель, когда граниты ранней фазы вылавлялись из метасоматически подготовленного (калийшпатизированного) субстрата, а лейкограниты поздней - на стадии магматического замещения при вполне подвижном поведении щелочей, что обеспечивает постоянное соотношение Аб:Орт и возрастание

Кв за счет выноса флюидом оснований из расплава. Появление в лейкогранитах второй фазы атакситовых Би[±]Гр[±]Корд-сростков, которые могут быть реликтами базифицированной кровли магматического очага, а также широкое развитие в гранитах ранней фазы Кпш-порфиробластеза не противоречит этой модели.

2.3. Аличурская зона

Основные черты магматических и ультраметаморфических комплексов Аличурской зоны связаны с высокотемпературным разогревом крупных объемов корового субстрата под воздействием мантийной термоаномалии. Этим обусловлен корово-мантийный характер магматизма, последовательность развития которого и схема корреляции со смежной Булункульской зоной были кратко рассмотрены в разделе 2.2 и отражены в табл. I. Прежде чем перейти к детальной характеристике магматических и ультраметаморфических образований Аличурской зоны, необходимо рассмотреть проблемы первичного состава исходного для нее субстрата.

До 80-х годов эта область рассматривалась в качестве верхнего структурного этажа (аличурская метаморфическая серия условно протерозойского возраста), тектонически сорванного с древнего кристаллического фундамента ЮЭП /95/. Метаморфические образования расчленялись на свиты, последовательно сменявшие друг друга в вертикальном разрезе. Оценки термодинамических Р, Т-параметров носили противоречивый характер: зеленосланцевая /248/ или амфиболитовая /86, 95/ фации, с наложением минеральных парагенезисов контактового или регионально-контактового метаморфизма. Позднее А.П. Карякиным /109/ показано широкое развитие здесь высокотемпературных минеральных ассоциаций с Гр, Корд, Сил, Шп, Гип (Т = 750-800 °С, Р = 4-5 кбар), которые он отнес к раннему циклу, и пересмотрено вещественное наполнение свит. С учетом этих данных В.И. Буданов /22/ провел формационный анализ метаморфогенных образований, сохранив в основе стратифицированный принцип их расчленения. Им выделены: звордаринская мигматит-амфиболитовая, лянгарская кварцит-гнейсовая, марджанайская карбонатно-амфиболитовая, токузбулакская тоналит-гнейсовая и чангильская metabазальтовая (предположительно с участием коматитовых разностей) формации.

Новые результаты, меняющие представления об аличурской серии, были получены недавно в ходе крупномасштабных геолого-съёмочных работ и тематических исследований /34, 38, 52/. Было установлено, что масштабы высокотемпературного ультраметаморфизма в раннекиммерийскую эпоху были настолько велики, что для Аличурской зоны пришлось отказаться от литолого-возрастного принципа и перейти к нестратифицированному петрографо-вещественному расчленению картируемых комплексов.

К докембрийским (?) образованиям с некоторой условностью отнесены графит-содержащие флогопит-пироксеновые мраморы и кальцифиры, гранат-тремолитовые скарноиды, высокоглиноземистые кристаллосланцы, а также в той или иной степени мигматизированные биотитовые плагиогнейсы. Их геологическое положение трактуется как достаточно случайное чередование разноориентированных, взвешенных в ультраметаморфогенной матрице и в различной степени переработанных останцов субстрата (рис. 22). По морфологии - это пластообразно-линзовидные тела, дисперсия вещественного состава которых, очевидно, отражает первичную гетерогенность метаморфического разреза. Размеры отдельных тел варьируют от первых долей до сотен метров. Общая площадь реликтов субстрата не превышает 20-30 % от площади раннекиммерийских гнейсотоналит-гнейсогранитов и мигматит-гранитов.

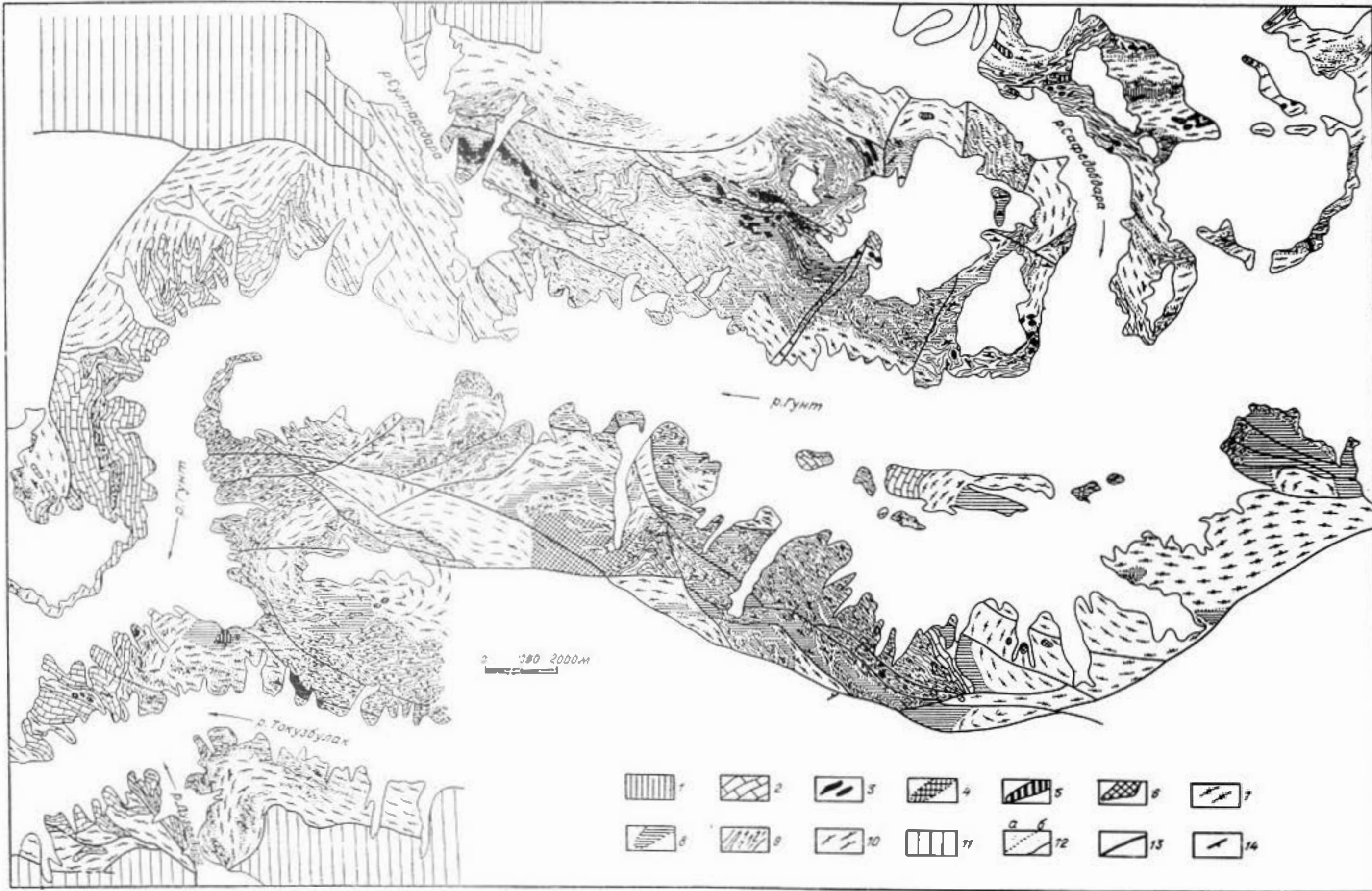


Рис. 22. Геологическая схема междуречья Гунт-Токузбулак (Алтынский зона №11). Составлена М.М. Мамлюк с дополнениями А.П. Владимирова.

I - четвертичные отложения; 2 - мраморы, алт.; 3 - палеозойский (или) каменноугольный комплекс и 4 - связанные с ними контактово-гидротектонические гнейсы, сланцы и плагиоклазиты; T₁; 5 - пядробразный тулешдаринского комляка, T₂; 6 - 5a⁺ - 5b⁺ - гунтский кварц-адорит-тонзит-триптитовый комплекс, T₃ (6 - 5a⁺ - 5b⁺ - кварцевые линзы, адориты); 7 - Битрак-Гала-Гаяс-отокальки и Гала-отокальки, кораллы, тонкие;

8-10 - алчурокский магнетитовый комплекс, T₃/алт. (8 - сланцы Битрак-Гала-отокальки, гнейсы и выделочно-земчатые кристаллосланцы архейского (?) субстрата, 9 - кварцосланцы и зеленые магнититы, пераслаивенные, 10 - алчурокские и ларлаотокальские Битрак-Гала-отокальки); II - позднетриптитовые (?) мощнодюрит-гнейсы и меловые мощнодюриты гнейсы сальной фации Гала-отокальки, пераслаивенные; 12 - границы между геологическими толщами (а - постельные, б - разрывы); 13 - разрывные нарушения; 14 - элементы орконтровки Гала-отокальки.

Химический состав (мас.%) метapelитовых пород субстрата Аличурской зоны

Номер		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
п/п	образца												
Плаггиоклазовые и микроклин-плаггиоклазовые гнейсы													
I	07059-I	55,20	0,85	17,20	6,76	0,20	6,26	5,10	2,00	3,70	2,27	0,08	99,62
2	07023	55,73	1,14	18,35	9,73	0,25	3,93	2,24	1,50	4,90	2,03	0,11	99,91
3	07060-I	56,50	0,85	18,02	8,11	0,17	4,11	3,92	3,50	3,00	1,99	0,10	100,27
4	07062	57,78	1,28	17,11	8,42	0,12	4,17	2,03	1,60	4,37	3,00	0,14	100,02
5	636/I	62,85	1,08	15,88	7,21	0,18	3,25	1,90	2,00	3,03	2,55	0,09	100,02
6	649/I6	63,70	1,03	13,82	8,29	0,32	3,78	3,12	1,94	2,09	1,42	0,06	99,57
Высокоглиноземистые кристаллосланцы													
7	649/7	50,76	1,30	23,52	11,48	0,39	1,31	0,64	1,00	3,36	5,71	0,04	99,51
8	07060	50,90	1,28	20,00	11,64	0,41	4,86	1,82	1,80	3,50	3,33	0,07	99,61

Примечание. В выборку включены образцы из наиболее крупных тел, в наименьшей степени подверженных мигматизации. Минеральные ассоциации: 1-5,8 - (Кв+Пл+Кпш+Би+Гр+Корд+Ил+Граф), 7 - (Кв+Пл+Кпш+Би+Гр+Корд+Сил+Шп+Ил+Граф), 6 - (Кв+Пл+Би+Гр+Гип). Авторы проб: 1-4,8 - А.П.Карякин, остальные - М.М.Малых.

Таблица 22

Средние содержания F (мас.%) и редких элементов (г/т) в метapelитовых породах субстрата Аличурской зоны

№ п/п	Породы	F	Li	Rb	Cs	Sr
1	Гнейсы	0,10(3)	63(5)	162(6)	9,4(3)	155(6)
		0,05-0,16	24-116	78-200	7,8-11,3	100-270
2	Высокоглиноземистые кристаллосланцы	0,02(2)	67(2)	143(2)	9,4(2)	111(2)
		0,02	51-84	85-200	9,4	102-120

№ п/п	Породы	Ba	Be	Sn	Zr	B
1	Гнейсы	900(6)	5,5(5)	3,8(5)	258(2)	13(3)
		270-1925	1,5-16,9	3-5	206-310	6,2-25
2	Высокоглиноземистые кристаллосланцы	470(2)	10(2)	4,2(2)	232(1)	6,2(2)
		270-670	3-16,9	3,5-5	-	6,2

Примечание. Над чертой - среднее арифметическое (в скобках - число проб), под чертой - пределы вариаций частных определений. Выделенные группы соответствуют табл.21.

В табл.21-23 приведены данные по содержанию в породах субстрата петрогенных, редких и редкоземельных элементов. В выборку включены только образцы из относительно крупных линзовидных включений, в наименьшей степени подверженных мигматизации. По вещественному составу эти породы отчетливо распадаются на два типа: м-з гнейсы нормальной или повышенной известковистости (см. табл.21, ан.1-6) и высокоглиноземистые кристаллосланцы (см. табл.21, ан.7,8). Структуры пород реликтово-директивные, обусловленные сочетанием Кв-Пл₃₀₋₄₀ - матрикса и лейст коричневого Би. В случае появления Корд (5-35%), Гр (до 10%) и спорадически - Гип (ед. зерна) признаки директивности исчезают, и преобладающими становятся гранобластовые (роговиковые) структуры. Порфиробласты Корд иногда

Содержание редкоземельных элементов (г/т)
в метаморфических и магматических породах Аличурской зоны

Номер		La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu	Комп- лекс	П о р о д а
п/п	образца												
I	Г1600-I	0,46	0,70	0,40	0,10	0,041	0,20	0,036	0,03	0,19	0,027	I	Гипербазит
2	K-139-I	14,5	40,1	29,5	6,40	2,36	5,20	0,84	0,33	1,63	0,21	II	Высокотитанистый пикробазит
3	K-140-2	27,4	53,6	29,2	5,70	1,91	4,05	0,70	0,5	2,18	0,28		Би-Гип-роговин
4	K-74	17,6	38,3	17,0	5,10	1,73	4,95	0,80	0,33	1,78	0,27		Гип-Би-контактово-анатектический тоналит
5	K-II	17,1	39,4	18,1	5,25	1,14	4,20	0,61	0,33	1,14	0,14	III	Би ⁺ Корд ⁺ Гр-тоналит
6	K-87	29,3	58,4	30,6	6,08	1,40	4,27	0,80	0,57	0,53	3,43		Би ⁺ Гр ⁺ Гип-гранодиорит
7	636/I	46,9	105	48,9	9,60	1,40	7,48	1,26	0,62	3,97	0,54	IV	Би ⁺ Гр ⁺ Корд ⁺ Гип-плагиогнейс
8	K-205	55,0	123,1	66,2	11,4	1,66	8,30	1,34	0,75	4,45	0,60		Би ⁺ Гр ⁺ Корд ⁺ Сил ⁺ Шп-высокоглиноземистый кристаллосланец
9	M64I/5	35,3	85,0	37,5	5,1	1,35	5,01	0,90	0,62	0,62	3,94		Гранитоидный метатект
10	M634	142,4	325,2	152,2	30,8	2,06	15,8	2,28	0,81	4,80	0,52		Кальцевая пегматоидная лейкосомма
II	Г1805	10,7	23,0	13,7	3,70	1,12	3,12	0,55	0,24	2,20	0,30	У	Пироксениты
I2	Г1642	12,6	30,4	17,7	4,25	1,28	3,56	0,60	0,26	1,50	0,19		"-

Привязка проб: I - р.Токузбулак (Гарм-Чашма); 2-4 - р.Султарсдара; 5,7,10,11 - левый борт р.Токузбулак; 8 - верховье р.Упалсай, 6 - правый борт р.Гунт, район 101 км по шоссе Хорог-Ош; 12 - р.Тупондара. Авторы проб: I, II, I2 - А.И.Глотов; 2-5, 8 - А.Г.Владимиров; 7, 9, 10 - М.М.Малых. Комплексы: I - гармчашминский, II - султарсдаринский, III - гунтский, IV - аличурский, У - тупондаринский.

Содержание петрогенных (мас.%) и редких элементов (г/т)
в гипербазитах гармчашминского комплекса (Аличурская зона)

Компоненты	Г1605	Г031/8	Г031/9	Г1600-1	Г1601-1	Г031/6
SiO ₂	41,40	41,80	44,16	42,50	42,80	45,40
TiO ₂	0,05	0,04	0,07	0,04	0,02	0,14
Al ₂ O ₃	1,20	1,28	1,94	1,80	0,70	2,00
Fe ₂ O ₃	3,14	4,78	4,13	3,23	3,61	2,26
FeO	4,28	3,60	3,81	4,20	4,31	4,46
MnO	0,11	0,09	0,10	0,13	0,12	0,09
MgO	38,93	36,68	35,17	37,12	37,44	33,26
CaO	0,52	1,12	0,98	0,77	0,31	3,36
Na ₂ O	0,03	0,05	0,10	0,06	0,23	0,15
K ₂ O	0,27	0,05	0,18	0,13	0,05	0,16
П.п.п.	8,95	9,77	9,14	8,94	9,60	8,31
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,03	0,08	0,02	0,05
Сумма	99,18	99,69	100,23	99,85	100,08	100,13
Ni	1200			2300	2500	
Co	83			88	93	
Cr	300			2900	2500	
V	40			40	30	
Sr	20			10	10	
Rb	48			22	6	

Примечание. Все пробы отобраны из Гармчашминского тела перидотитов. Авторы проб - А.И.Глотов, М.М.Малых.

содержат иголки Сил и зеленой Шп, причем Гип в этих образцах не обнаружен. Калишпат появляется только в лейкосомных линзочках. Эти признаки свидетельствуют о наложенном характере высокотемпературной ассоциации Корд⁺Гр⁺Гип, детальная оценка Р,Т-параметров которой дается в разделе 2.3.4.

2.3.1. Гипербазиты гармчашминского комплекса, Т?

Выделены они В.Н.Колесниковым в междуречье Гарм-Чашма - Актаяк, где выходы перидотитов слагают тектоническую пластину в триасовых мигматит-гранитах. Аналогичные породы наблюдаются в устье рек Сафедобдара и Андаравдж. В большинстве случаев они сложены линзообразными телами серпентинизированных гарцбургитов, содержащих редкую вкрашенность сульфидов (пирротин и пентландит). Минеральный парагенезис: оливин - 55-70 % ($f = 9,3-10,5$ %, $n_1 = 0,105-0,37$ мас. %, по данным 3-х частичных анализов), реликты ортопироксена, серпентин - 10-20 %, тальк - до 5 %, клинохлор - до 5 % и вторичный амфибол по пироксену - до 5 %. В эндоконтактных зонах появляется гранат. По составу (табл.24) гипербазиты отвечают магнезиальному геохимическому типу по /50/ с характерными Mg/Fe (8,5-9,7) и Cr₂O₃/TiO₂ (1,8-36,5) отношениями. Распределение РЗЭ (см. табл.23) в частично серпентинизированном гарцбургите Гармчашминского блока отличается от распределения в альпинотипных гипербазитах в сторону повышенных содержаний легких лантаноидов (рис.23). Одновременно породы обогащены калием

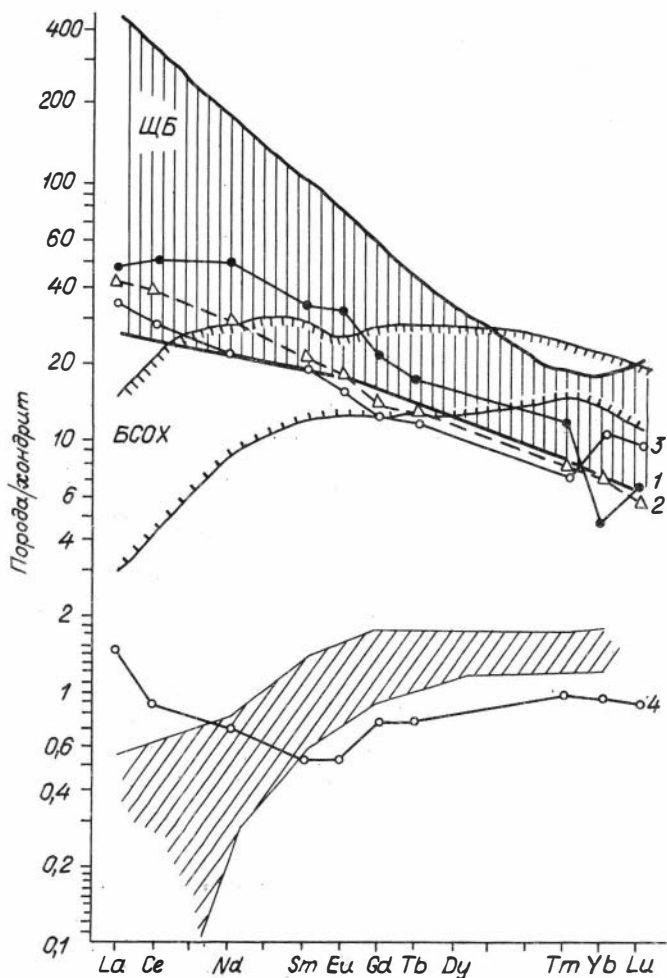


Рис. 23. Распределение РЗЭ в раннекимерийских ультрабазитовых и базитовых комплексах Аличурской зоны ЮЗП:

1 - высокотитанистые пикробазиты султарсдаринского, 2, 3 - перидотит-пироксениты тупондаринского и 4 - апогартцбургиты гармчашминского комплексов.

На диаграмму в соответствии с /327/ нанесены: вертикальными линиями область составов щелочных базальтоидов континентальных рифтов и океанических островов (ЩБ), наклонными - альпинотинных гипербазитов, без крапа - толеитов срединно-океанических хребтов (БСОХ).

($K_2O = 0,13$ мас.%), что ранее было зафиксировано в гипербазитах /3/. Некоторый дефицит Sm, Eu, Gd и Tb может быть связан с серпентинизацией /3/.

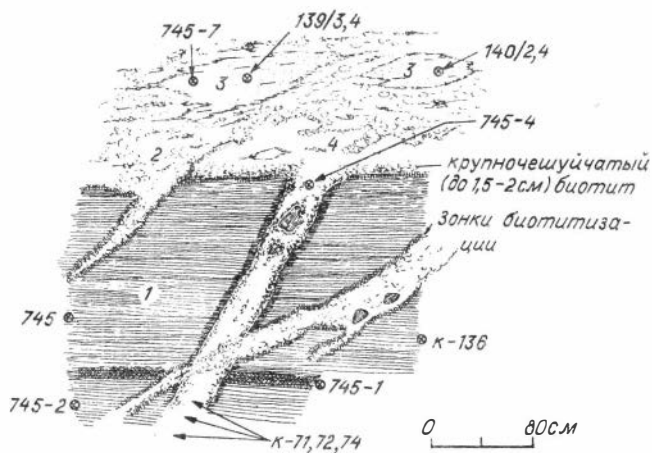
К раннекимерийскому циклу гипербазиты гармчашминского комплекса отнесены условно на основании сходства с раннемезозойскими серпентинизированными гартцбургитами седекского комплекса Юго-Восточного Памира, находящимися в тесной ассоциации с карбон?-триасовыми базальтами кульджилгинской свиты (см. раздел 3.2).

2.3.2. Субщелочные пикробазиты султарсдаринского комплекса, Т?

Геологическая позиция. Пироксен-амфиболовые метапикробазиты выделены А.Г.Владимировым и М.М.Малых из состава чангильской свиты (AR?), которая, по данным А.П.Карякина /110/, представлена в той или иной степени метаморфизованными покровами и лавами коматитит-толеитовой петрохимической серии. В отличие от Чангильского петротипического разреза, в междуречье Гунт - Токузбулак пикробазиты имеют субщелочной уклон, резко повышенные содержания TiO_2 и P_2O_5 и,

Рис.24. Особенности строения контактовой зоны пикробазитов султарсардинского комплекса (Т?) с вмещающими теневыми мигматитами Аличурской зоны (по А.Г.Владимирову, М.М.Малых):

1 — метапикробазиты султарсардинского комплекса; 2 — метатект теневых мигматитов аличурского комплекса, внутри которого сохранились реликты Би-Гип-роговиков (3) и "полурасстворенные" фрагменты контактово-анатектических Би-Гип-тоналитов и плагиогранитов (4). Последние сохраняются также в виде инъекционных жил, законсервированных метапикробазитами.



главное, представляют собой отчетливо внедренные интрузивные тела. Их выходы формируют несколько поясов будинированных даек и линейных интрузивов, среди которых наиболее изученной является Султарсардинская группа тел, расположенная на правом борту р.Гунт (см. рис.22). Здесь пикробазиты слагают серию сближенных между собой пластообразных тел мощностью от 10-30 до 50-100 м и протяженностью до 2-2,5 км. Отмечаются также мелкие будины и линзы в тневых мигматитах, как правило, приуроченные к более крупным телам и являющиеся их дезинтегрированными фрагментами.

Внедренная природа обосновывается следующими признаками: 1) наличием редких включений ультраосновных пород амфибол-оливинового состава, неизвестными во вмещающем субстрате; 2) постоянным присутствием в экзоконтактах фрагментов гиперстеновых роговиков и жил ультраметаморфогенных высокотемпературных тоналит-плагиогранитов; 3) эндоконтактовой флогопитизацией метапикробазитов (рис.24). Раннемезозойский возраст пикробазитов принят условно на основании тождественности петрогенного, редкоэлементного и редкоземельного составов с субщелочными высокотитанистыми пикробазальтами (Т₂₋₃) Юго-Восточного Памира (см. раздел 3.1).

Вещественная характеристика. Основной объем султарсардинского комплекса представлен пироксен-амфиболовыми ортосланцами, среди которых отмечаются линзы с хорошо сохранившимися реликтами магматических панидиоморфных и офитовых структур.

По химизму ортосланцы и слабометаморфизованные пикробазиты не обнаруживают существенных различий и формируют унимодальную породную группу, средний состав которой приведен в табл.25. Породы характеризуются повышенными содержаниями MgO (до 18 мас.%), ΣFeO (≥ 10 мас.%) и аномально высокими для такого уровня меланократовости концентрациями некогерентных элементов (Ti, Zr, Sr, Ba и P, см. табл.25). На субщелочной профиль пород указывают также повышенные содержания легких РЗЭ (Ce/Yb = 3,7, см. рис.23), что хорошо согласуется с литературными данными по щелочным базальтоидам /305,327/.

Ортопироксен в пикробазитах (10-40 %) слагает субидиоморфные незональные

Содержание петрогенных (мас.%) и редких элементов (г/т)
в пикробазитах (А) султарсдаринского комплекса
и в "кортландитоподобном" включении (Б)

Компоненты	А	Б (обр.882/2)	Компоненты	А	Б (обр.882/2)
SiO ₂	<u>46,6I</u> I,78	48,33	Cr	<u>466(I3)</u> 84-940	853
TiO ₂	<u>2,40</u> 0,35	0,3I	Co	<u>50(II)</u> 20-74	65
Al ₂ O ₃	<u>9,82</u> I,92	5,06	Y	<u>I4(3I)</u> 5-24	20
ΣFeO	<u>II,79</u> 0,88	9,97	Nb	<u>25(34)</u> 4-49	I6
MnO	<u>0,I2</u> 0,08	0,I8	Zr	<u>I49(26)</u> I0-230	22
MgO	<u>I4,65</u> 3,54	I9,49	Li	<u>25(24)</u> 5-95	8,5
CaO	<u>9,3I</u> 2,69	I3,5I	Rb	<u>47(36)</u> 9-224	II,5
Na ₂ O	<u>I,05</u> 0,44	0,37	Ba	<u>I54(37)</u> 40-480	55
K ₂ O	<u>I,25</u> I,02	0,44	Sr	<u>209(37)</u> 68-524	69
П.п.п.	<u>2,53</u> 0,66	2,23	Cu	<u>5I(24)</u> I0-89	37
P ₂ O ₅	<u>0,25</u> 0,07	0,2I	Zn	<u>I00(26)</u> 50-I50	I58
Сумма	-	I00,I0	Pb	<u>49(23)</u> 5-300	80
Ni	<u>393(I7)</u> 70-850	I90	F	<u>I033(37)</u> 220-4000	не опр.
V	<u>265(I2)</u> I80-350	I50	B	<u>I3(24)</u> 8-53	30

Примечание. Для петрогенных окислов (29 ан.): над чертой - среднее арифметическое, под чертой - среднее квадратичное отклонение; для редких элементов: над чертой - среднее арифметическое, в скобках - число анализов, под чертой - вариации частных определений. Таблица составлена по материалам А.Г.Владимирова, М.М.Малых, А.П.Карякина.

кристаллы, состав которых варьирует в узких пределах и не отличается в метаморфизованных и слабоизмененных разностях (табл.26, $f = 28-32\%$). На его магматическую природу указывает соотношение Al₂O₃ и FeO (рис.25). Титан-авгит присутствует только в единичных образцах (< 10 %).

Значительно более разнообразным является амфибол (60-80 %), представленный повсеместно красно-коричневой роговой обманкой повышенной титанистости (см. табл.26). В центральных, слабоизмененных участках пикробазитовых тел Амф имеет наименьшие концентрации TiO₂ (I,5-I,9 мас.%), которые возрастают лишь в

Химический состав (мас.%) минералов из метатекритобазитов султарсаринского комплекса

Компоненты	Обр.К139/3					Обр.К139/4							Обр.К136
	Амф ₁	Амф ₂	Гип ₁	Гип ₂	Гип ₃	Пл			Амф		Бн		Бн
	ц	к	ц	ц	ц	ц	к ₁	к ₂	ц	ц	ц	ц	ц
SiO ₂	49,10	48,89	53,95	54,43	54,35	56,50	56,66	54,80	49,64	49,01	38,33	37,86	38,08
TiO ₂	2,26	2,28	0,13	0,11	0,12	0,01	0,01	0,02	2,22	2,34	5,90	6,09	3,19
Al ₂ O ₃	7,11	7,27	0,61	0,48	0,55	26,71	28,26	27,08	7,64	7,61	13,87	14,07	15,52
FeO	9,18	9,20	19,44	19,19	19,32	0,05	0,13	0,03	9,66	9,39	8,79	8,90	9,09
MnO	0,11	0,10	0,35	0,33	0,33	0,00	0,00	0,03	0,11	0,08	0,05	0,05	0,04
MgO	16,58	15,90	24,74	23,98	25,40	0,01	0,03	0,01	16,20	16,29	18,22	17,67	18,45
CaO	11,48	11,50	0,66	0,74	0,67	8,89	9,89	9,61	11,34	11,53	0,05	0,05	0,04
Na ₂ O	1,00	1,07	0,06	0,06	0,03	6,50	6,24	6,11	1,08	1,15	0,31	0,31	0,63
K ₂ O	0,63	0,70	0,02	0,04	0,06	0,09	0,15	0,17	0,70	0,61	9,08	9,22	8,85
Сумма	97,45	96,91	99,96	99,68	100,83	98,76	101,37	97,85	98,59	98,01	94,60	94,22	93,89
f, %	24	25	32	32	31				25	24	21	22	22
Ан, %						43	47	47					

Продолжение табл.26

Компоненты	Обр.К136					Обр.К139/1					Обр.К175/3		
	Бн		Амф		Гип	Амф ₁	Амф ₂	Гип		Ил	Пл ₁		Пл ₂
	к ₁	к ₂	ц	к	ц	ц	ц	ц	к	ц	ц	к	ц
SiO ₂	37,41	37,06	46,81	44,64	54,43	47,39	47,06	54,39	55,34	0,060	57,03	54,49	56,65
TiO ₂	3,09	2,73	1,59	1,94	0,09	1,52	1,55	0,12	0,14	53,79	0,01	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	15,42	15,18	9,53	10,52	0,77	9,46	9,34	1,07	1,23	0,00	26,32	26,74	26,13
FeO	9,27	9,45	8,70	8,15	17,93	9,10	9,24	18,30	17,71	45,91	0,02	0,05	0,00
MnO	0,03	0,02	0,11	0,12	0,39	0,11	0,12	0,33	0,35	0,68	0,00	0,00	0,00
MgO	18,82	19,33	16,89	16,63	27,41	16,09	15,72	24,43	22,53	0,47	0,03	0,04	0,03
CaO	0,03	0,11	11,90	11,81	0,59	10,98	10,96	0,57	0,57	0,00	8,88	9,91	8,84
Na ₂ O	0,49	0,40	1,53	1,66	0,05	1,72	1,58	0,06	0,08	0,09	6,27	5,83	6,51
K ₂ O	8,74	8,04	0,76	0,70	0,02	0,16	0,19	0,00	0,01	0,00	0,11	0,10	0,10
Cr ₂ O ₃						0,55	0,38	0,03	1,07	0,03	0,00	0,57	0,00
Сумма	93,30	92,32	97,82	96,17	101,68	97,08	96,14	99,30	99,03	101,03	98,67	97,73	98,27
f, %	22	22	22	22	28	24	25	30	31				
Ан, %											43	49	43

Продолжение табл.26

Компоненты	Обр.К175/3													
	Пл ₂	Бн ₁		Бн ₂	Амф ₁		Амф ₂		Амф ₃		Гип ₁		Гип ₂	
	к	ц	ц	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц
SiO ₂	54,89	37,90	37,37	47,73	47,34	47,37	48,85	47,22	47,14	53,28	53,45	53,83	52,60	
TiO ₂	0,01	3,84	4,66	1,85	1,87	1,94	1,73	1,86	1,92	0,15	0,16	0,13	0,12	
Al ₂ O ₃	27,51	15,34	14,74	8,95	8,56	8,38	7,52	9,32	9,23	0,57	0,64	0,75	0,68	
FeO	0,07	10,38	10,92	9,50	9,73	9,83	9,52	9,33	9,40	20,66	20,60	19,56	19,55	
MnO	0,00	0,00	0,02	0,12	0,12	0,13	0,08	0,09	0,12	0,40	0,35	0,36	0,37	
MgO	0,03	18,16	17,11	15,72	15,51	15,54	15,96	15,80	15,74	23,42	23,51	23,74	23,45	
CaO	10,39	0,06	0,01	10,97	11,05	11,03	11,14	10,57	10,74	0,73	0,76	0,55	0,61	
Na ₂ O	5,45	0,82	0,62	1,58	1,51	1,50	1,31	1,57	1,70	0,00	0,02	0,05	0,07	
K ₂ O	0,07	7,83	8,57	0,42	0,42	0,43	0,39	0,33	0,32	0,00	0,00	0,01	0,00	
Cr ₂ O ₃	0,26	0,29	0,28	0,22	0,20	0,60	0,21	0,15	0,15	0,03	0,07	0,11	0,04	
Сумма	98,68	94,62	94,30	97,36	96,31	97,75	96,71	96,24	96,46	99,24	99,56	99,09	97,49	
f, %		24	26	26	26	26	25		25	33	33	32	32	
Ан, %	51													

Компоненты	Обр.К175/3													
	Гип ₃	Гип ₄	Ил ₁	Пл ₃ (включенные в Ил ₁)		Ил ₂	пара I				пара 2			
	Пл		Амф		Пл		Амф		Пл		Амф			
	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к		
SiO ₂	54,80	54,01	0,04	55,57	54,82	0,16	56,37	55,31	48,21	48,89	55,48	53,80	48,05	47,76
TiO ₂	0,13	0,15	54,66	0,06	0,02	54,22	0,02	0,00	1,96	2,04	0,01	0,03	1,82	1,87
Al ₂ O ₃	0,93	0,96	0,00	27,13	27,29	0,00	25,82	26,37	7,08	7,15	27,61	29,36	9,13	9,03
FeO	18,75	19,24	43,98	0,10	0,14	42,09	0,04	0,00	9,91	9,51	0,04	0,23	9,45	9,39
MnO	0,35	0,34	0,48	0,00	0,00	0,40	0,00	0,00	0,08	0,08	0,00	0,00	0,12	0,12
MgO	24,85	24,72	1,61	0,03	0,04	2,80	0,04	0,04	15,80	16,23	0,04	0,01	15,88	15,72
CaO	0,47	0,49	0,00	9,94	10,54	0,02	9,05	9,50	11,43	11,42	10,46	12,03	10,66	10,71
Na ₂ O	0,03	0,00	0,11	5,93	5,71	0,09	6,43	6,25	1,18	1,14	5,59	4,61	1,67	1,82
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,10	0,07	0,00	0,16	0,16	0,47	0,46	0,04	0,03	0,35	0,33
Cr ₂ O ₃	0,05	0,01	0,04	0,27	0,00	0,37	0,00	0,00	0,21	0,33	0,01	0,01	0,34	0,27
Сумма	100,36	99,92	100,92	99,13	98,63	100,15	97,93	97,63	96,33	97,25	99,28	100,11	97,47	97,02
f, %	30	30							26	25			25	25
Ан, %				52	48		45	47			51	58		

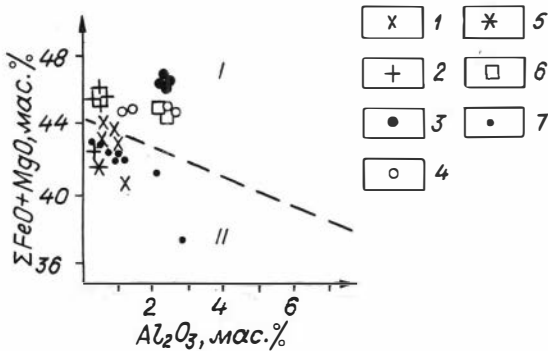


Рис.25. Составы ортопироксенов в породах Аличурской зоны на дискриминационной диаграмме " $\Sigma\text{FeO} + \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ " / 315/. Пунктирная линия разграничивает составы метаморфических (I) и магматических (II) ортопироксенов:

I - пикробазиты султарсардинского комплекса; 2 - Би-Гип-роговики и 3,4 - анатектические тоналит-плаггиограниты из их контактовой зоны

(3 - микроксенолит Гр-Гип-Би-Пл-состава, 4 - изолированные ксенокристаллы в тоналитовой матрице); 5,6 - аличурский мигматит-гранитовый комплекс (5 - лейкосома, 6 - меланосома); 7 - перидотит-пироксениты тупондаринского комплекса.

узких эндоконтактных зонах тел (2-2,3 мас.%). В этом же ряду снижается Al_2O_3 (с 8,9 до 7,6-6,6 мас.%), хотя железистость остается практически на постоянном уровне ($f = 24-26$ %). Состав отдельных зерен (центр - край) Амф также обнаруживает незначительную дисперсию по Ti и Al, однако для выяснения общих тенденций имеющихся анализов явно недостаточно (см. табл.26). Плаггиоклаз появляется в разностях, приближающихся по составу к меланогабброидам. Его центральные части, как правило, однородны (см. табл.26, 43 % Ан), а в узких каймах содержание Ан-молекулы устойчиво поднимается на 4-8 номеров, что не характерно для магматических пород. Исключением являются зерна, "законсервированные" в кристаллах ильменита и сохранившие реликтовую магматическую зональность (обр. К175/3, 52-48 % Ан).

Биотит распределен крайне неравномерно. В центральных частях пикробазитовых тел он присутствует спорадически, в то время как в краевых - его концентрации резко возрастают, вплоть до формирования мономинеральных эндоконтактных

Химический состав роговых обманок и оливинов (мас.%)
из кортландитоподобного включения
в метапикритобазитах султарсаринского комплекса

Компоненты	Амф ₁		Амф ₂	Амф ₃	Ол ₁		Ол ₂	Ол ₃
	Ц	К	Ц	Ц	Ц	К	Ц	Ц
SiO ₂	46,83	46,52	45,61	49,10	38,30	38,68	38,31	38,20
TiO ₂	0,858	0,917	0,855	0,565	не обн.	0,027	0,006	не обн.
Al ₂ O ₃	12,26	11,30	11,80	7,83	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
FeO	6,57	6,53	6,71	5,94	24,08	24,28	25,14	24,99
MnO	0,050	0,090	0,060	0,061	0,359	0,346	0,386	0,393
MgO	16,20	16,49	16,48	18,40	37,00	36,75	36,10	36,58
CaO	12,35	12,57	12,16	12,32	0,024	0,024	0,016	0,004
Na ₂ O	1,50	1,42	1,62	1,01	0,02	не обн.	0,033	0,048
K ₂ O	0,673	0,572	0,635	0,387	не обн.	не обн.	0,038	не обн.
Сумма	97,89	96,68	96,60	96,33	99,78	100,14	100,04	100,23
f, %	19	18	19	15	27	27	28	28
Cr ₂ O ₃	0,600	0,338	0,680	0,710	0,001	0,035	0,011	0,018

оторочек. На границе с вмещающими породами биотит имеет максимальную титанистость (до 6 мас.%), а в глубине концентрации TiO₂ = 4,7-2,7 мас.%. Железистость варьирует в узких пределах 21-26 % (см. табл.26).

В целом можно сказать, что пикробазиты сочетают в себе два неравновесных парагенезиса: ранний магматический (Опи[±]Тi-Рог[±]Пл[±]Клп[±]Би) и поздний - метаморфогенный (каймы Амф, Пл[±]Би), причем их отличия удастся обнаружить только на уровне изучения состава минералов. В этом отношении важную дополнительную информацию об условиях кристаллизации пикритобазитов дало изучение оливин-роговообманкового ([±]Опи[±]Клп) кортландитоподобного включения, отобранного из крупного линейного тела на левом борту р.Гунт в 5 км выше кишлака Бочор. По содержанию петрогенных и редких элементов этот ксенолит отчетливо комплементарен пикробазитам, но характеризуется повышенными содержаниями Mg, Ca, Sr, сниженными - Al, Fe, Ni, резко сниженными - некогерентных элементов: Zr (в 6-8 раз), Ti (8-10), Ba (3-4), Sr (3-4 раза). Подобная изменчивость находит объяснение, если предположить кумулятивный генезис "кортландитового" включения, образовавшегося при фракционировании оливина из первичного субщелочного пикритовидного расплава в глубинной камере. Особенности химизма минералов из включения (табл.27) не противоречат этому предположению. Оливин имеет аномально высокую для гипербазитов железистость (f = 27-28 %), что типично для щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтоидных магматических серий. Амфибол характеризуется максимальными концентрациями Al₂O₃ (до 15,8-15,9 мас.%), Na₂O (1,4-1,6 мас.%) и самой низкой титанистостью (0,6-0,9 мас.%). Согласно изложенному в /295/, содержание Al₂O₃ в роговых обманках имеет грубую прямую корреляцию с глубиной их кристаллизации. Для "кортландитового" включения расчеты показывают P_{общ} = 6,2-6,4 кбар для центральных и P_{общ} = 5,7-2,7 кбар - для краевых зон роговых обманок. Во вмещающих пикробазитах оценки давления имеют те же пределы (5,2-2,2 кбар), причем наблюдается снижение вычисленного давления от центра к краю кристаллов. Отметим, что максимальные оценки получены для

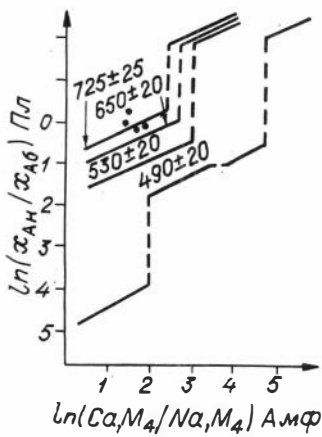


Рис. 26. Положение точек, отражающих равновесие между плагиоклазами и амфиболами из пикробазитов султарсдаринского комплекса на диаграмме из/33I/.

и повышенных температур вмещающего субстрата ($T \sim 650-725^\circ\text{C}$), что привело к активному массообмену и возникновению зональности (неоднородности) как в экзо-, так и в эндоконтактных частях интрузивов. Эта неоднородность выразилась в изменении химизма пород и минералов и сопровождалась анатексисом и формированием тоналит-плагиогранитной серии пород.

Контактные явления и P, T-условия выплавления анатектической тоналит-плагиогранитной серии. При картировании было установлено, что пикробазиты султарсдаринского комплекса пространственно тесно сопряжены с Гип-Би-тоналит-плагиогранитами и, кроме того, в их экзоконтактах постоянно отмечаются фрагменты массивных Гип-Би-роговиков. Те и другие резко отличаются по минеральному и химическому составу от вмещающих метапелитов и мигматит-гранитов. Типичное обнажение, иллюстрирующее особенности геологических взаимоотношений этих пород в контакте с пикробазитами, приведено на рис. 24. В этом обнажении тоналит-плагиограниты формируют инъекционные жилы в пикробазитах и ортосланцах и постепенно исчезают по мере удаления от контакта, "съедаемые" поздними метатектными пегматитными калиевыми гранитами. На контакте с пикробазитами постоянно фиксируется зона крупночешуйчатого биотита, количество которого неравномерно убывает в глубь массива. Биотит-гиперстеновые роговики либо "припаяны" к пикробазитам, либо находятся, как на рис. 24, вблизи них и окружены поздними метатектными гранитами.

Роговики представляют собой массивные или со слабо выраженной директивной структурой породы, состоящие из низкоглиноземистого ортопироксена (табл. 28, $f = 30-42\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,4-0,6$ мас.%), биотита ($f = 27-41\%$, TiO_2 до 5,4 мас.%) и высококальциевого плагиоклаза, имеющего нерегулярную зональность (53-71% Ан). Обращает на себя внимание необычный для метапелитов химический состав роговиков, характеризующихся аномально высокой известковистостью ($\text{CaO} = 4-9,1$ мас.%; см. табл. 29, ан. I-4). Необычным выглядит также распределение PЭЭ (рис 27), содержания которых в сравнении с гнейсами и высокоглиноземистыми

образца К136 ($P = 4,2-5,2$ кбар), удаленного от контакта примерно на 40 м и наименее метаморфизованного. Оценки температуры кристаллизации пикробазитов по Би-Гип-геотермометру /6/ имеют ту же тенденцию: в центральной части тела (обр. К136) $T = 1020-1025^\circ\text{C}$, в краевой (обр. К175/3) - $T = 960^\circ\text{C}$. На этом фоне явно сниженными выглядят расчетные температуры (рис. 26), полученные по Пл-Амф-геотермометру /33I/, которые, вероятнее всего, отражают условия позднего метаморфизма пикробазитов.

Таким образом, имеющиеся материалы свидетельствуют в пользу двухстадийной модели формирования пикробазитов султарсдаринского комплекса. Ранний этап отвечал кристаллизации и фракционированию расплава в глубинной магматической камере, соответствующей нижнекоровым условиям ($H \sim 20$ км). По-видимому, к этому же этапу относится часть интрателлурических кристаллов Ti-Rog, сохранивших барофильные признаки.

Окончательная кристаллизация происходила в условиях относительно малых глубин ($H \sim 8-11$ км)

Таблица 28

Химический состав (мас.%) минералов из роговиков по гнейсам в контакте (<0,5 м)
с метапикритобазитами султарсдаринского комплекса

Компо- ненты	Обр.К140/2														
	Пл _I						Пл ₂				Пл ₃		Би _I		Би ₂
	ц	П _I	П ₂	П ₃	П ₄	к	ц	П _I	П ₂	к	ц	к.	ц	к	ц
SiO ₂	52,40	54,14	53,05	50,20	52,37	51,35	53,18	53,68	53,57	52,67	54,28	55,77	38,06	37,39	37,43
TiO ₂	-	-	0,02	0,006	0,012	0,01	0,007	0,006	0,007	0,019	-	0,002	5,44	5,28	4,58
Al ₂ O ₃	28,79	28,18	29,02	30,11	28,91	29,22	29,03	28,56	28,49	28,37	28,19	28,31	14,35	14,34	14,36
FeO	0,097	0,101	0,113	0,210	0,245	0,099	0,061	0,043	0,061	0,087	0,045	0,353	13,22	13,39	15,98
MnO	0,014	0,016	0,021	0,012	0,039	0,012	0,006	0,009	0,013	0,016	0,002	0,018	0,06	0,075	0,057
MgO	0,004	0,027	0,036	0,026	0,025	0,021	0,022	0,047	0,019	0,043	0,028	0,056	14,17	14,84	12,66
CaO	11,62	10,95	11,98	13,01	11,88	12,39	11,91	11,27	10,68	11,29	10,88	10,38	0,017	0,074	0,027
Na ₂ O	5,19	5,50	4,91	4,18	4,74	4,76	4,88	5,32	5,46	5,78	5,43	6,21	0,206	0,224	0,176
K ₂ O	0,117	0,097	0,089	0,044	0,050	0,07	0,111	0,098	0,10	0,104	0,097	0,060	9,25	9,08	8,84
Сумма	98,23	99,03	99,24	97,79	98,26	97,93	99,21	99,03	98,41	98,39	98,96	101,16	94,76	94,69	94,51
f, %													34	34	41
Ан, %	58	54	59	65	59	62	58	55	53	56	53	50			

Окончание табл.28

Компо- ненты	Обр.К140/2							Обр.К140/4а							
	Би ₂		Гип ₁		Гип ₂		Гип ₃		Пл			Би		Гип	
	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	к	ц	к	ц	к	
SiO ₂	38,01	52,37	52,77	51,08	52,87	53,52	53,72	51,94	53,26	48,93	37,69	37,92	53,53	56,23	
TiO ₂	2,49	0,107	0,082	0,107	0,106	0,117	0,137	-	0,014	0,021	3,49	3,45	0,164	0,178	
Al ₂ O ₃	15,43	0,662	0,595	0,627	0,616	0,707	0,604	29,81	29,74	31,54	15,01	15,14	0,672	0,492	
FeO	14,89	24,14	24,21	24,13	24,63	22,87	22,62	0,042	0,076	0,066	10,98	11,26	20,24	17,47	
MnO	0,073	0,679	0,660	0,692	0,693	0,583	0,612	0,013	0,01	0,012	0,037	0,031	0,427	0,506	
MgO	14,33	20,98	21,01	21,73	20,83	22,76	22,75	0,015	0,017	0,019	16,53	17,05	24,77	22,68	
CaO	0,042	0,801	0,672	0,803	0,747	0,522	0,566	12,78	12,08	14,38	0,093	0,081	0,487	0,829	
Na ₂ O	0,209	0,031	0,044	0,028	0,044	0,049	0,059	4,45	4,66	3,26	0,210	0,190	-	0,066	
K ₂ O	8,67	0,019	0,012	0,022	0,021	0,016	0,013	0,04	0,042	0,041	8,93	8,70	0,019	0,026	
Сумма	94,14	99,78	100,06	99,21	100,56	101,15	101,08	99,09	99,89	98,27	92,97	93,82	101,31	98,48	
f, %	37	41	41	41	41						27	27	32	30	
Ан, %								63	59	71					

Примечание. Здесь и далее: П_{Г...4} - анализы минерала в зонах, промежуточных между центром и краем.

Химический состав (мас.%) контактово-анатектических роговиков
и анатектических гранитоидов,
связанных с телами пикробазитов султарсардинского комплекса

Номер		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
п/п	образца												
I	KI74/3	50,30	2,12	20,64	9,04	0,11	4,28	9,10	1,72	1,35	1,38	0,24	100,28
2	KI40/2	55,54	1,05	18,67	6,37	0,07	5,39	7,55	2,08	1,40	1,19	0,25	99,57
3	745/7	56,92	0,88	16,52	6,55	0,12	3,12	6,28	2,70	2,80	3,86	0,26	100,01
4	KI39/3	62,96	0,78	17,38	5,36	0,04	2,33	4,09	2,67	2,78	1,23	0,28	99,90
5	665/1	57,26	0,98	17,79	7,27	0,12	3,51	4,62	4,33	2,00	2,15	0,11	100,15
6	745/4	57,38	0,94	18,91	4,42	0,07	3,43	6,45	3,40	2,89	1,20	0,52	99,62
7	KI29/2	57,98	0,92	18,09	4,56	0,03	2,97	5,09	4,24	3,29	1,55	1,22	99,94
8	K7I	59,18	0,76	19,76	3,49	0,12	2,62	5,07	4,80	2,93	0,66	0,63	100,02
9	KI30	60,27	0,67	18,65	3,93	0,03	2,43	4,94	4,50	2,94	0,96	0,65	99,97
10	K72	62,59	0,48	19,34	2,40	0,11	1,63	4,75	5,05	2,47	0,72	0,49	100,04
11	K74	63,05	0,60	17,29	3,43	0,12	2,69	4,15	4,45	2,80	0,93	0,50	100,01
12	2505/3	63,78	0,65	16,67	5,18	0,08	2,03	3,84	4,08	1,78	1,07	0,20	99,36
13	KI77/3	63,99	0,65	15,48	4,24	0,02	4,30	3,63	3,82	2,38	1,07	0,28	99,86
14	KI40/3	66,06	0,81	16,33	3,74	0,02	2,15	4,12	3,88	1,76	0,87	0,15	99,89
15	KI80	67,15	0,22	17,26	2,56	0,02	1,21	6,09	4,00	0,51	0,54	0,37	99,93
16	KI39/5	67,46	0,71	15,58	4,04	0,03	1,85	3,24	3,59	2,13	1,25	0,03	99,92
17	KI40/5	71,96	0,35	14,97	1,46	0,01	0,93	3,80	3,73	1,15	0,82	0,48	99,66
18	KI22/2	72,24	0,17	15,01	1,56	0,01	1,24	2,82	4,44	0,96	1,05	0,30	99,80
19	2505/4	73,66	0,16	12,99	2,56	0,03	0,86	2,15	5,29	0,86	0,78	0,22	99,56

Примечание. Все пробы отобраны на левом борту р.Гунт (коллекция А.Г.Владимирова, М.М.Малых); 1-4 - Гип-Би-роговики повышенной известковистости, 5-19 - Гип-Би-контактово-анатектические гранитоиды (5-13 - кварцевые диориты, 14-16 - тоналиты, 17-19 - плагиограниты). Суммарное железо приведено в закисной форме.

кристаллосланцами Аличурской зоны снижены в 1,5-2 раза, за исключением Eu (минимум отсутствует). При этом сохраняется неизменным отношение легких лантаноидов к тяжелым ($Сe/Yb = 16,9$, по данным табл.23).

Контактово-анатектические гранитоиды представляют собой к-з, н-з породы, варьирующие по химизму от высокоглиноземистых кварцевых диоритов через тоналиты до плагиогранитов (см. табл.29). По содержанию редких и редкоземельных (см. рис.27) элементов они обнаруживают сходство только с вышеописанными роговиками (особенно в области наиболее меланократовых составов), что предполагает практически полное плавление последних под воздействием пикритоидного расплава.

Минеральный состав тоналит-плагиогранитов однотипен (Кв+Пл+Би+Гип+Кш), и меняется только количественное соотношение. Плагиоклаз является ведущим минералом (до 85 % в кварцевых диоритах), отвечает кислому андезину, однороден или имеет слабую регрессивную зональность. Калишпат (<5-10 %) всегда ксеноморфен по отношению к Пл. Бледно-коричневый биотит (5-15 %) - весьма высокомагнезиальный ($f = 43-49 \%$), а по титанистости резко варьирует от 1,3-1,9 до 4,3-4,5 мас.% (табл.30). Наибольший интерес представляет гиперстен (2-8 %), образующий крупные призматические кристаллы до 1,5 см по удлинению, хорошо выделяющиеся на белом фоне тоналитов. Особенности состава (см. рис.25, табл.30) указывают на его метаморфогенную (реститовую) природу, что подтвердилось позднее

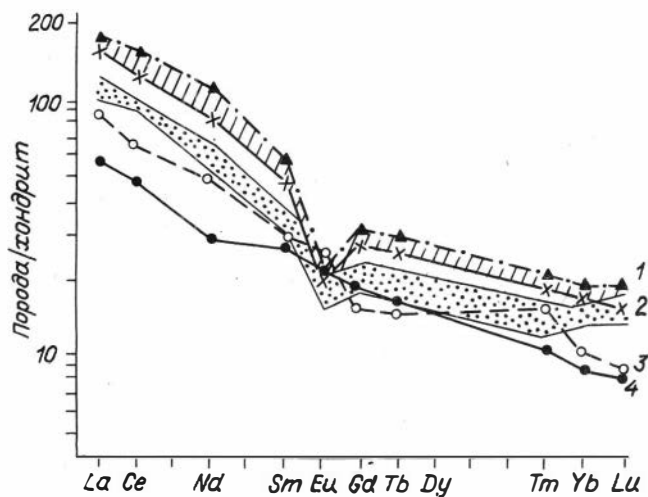


Рис.27. Распределение РЗЭ в контактовых Би-Гип-роговиках (3) и анатектических тоналитах (4), формирование которых связано с пикробазитами султарсдаринского комплекса. Точечный крап - область составов постархейских глинистых сланцев /221/; наклонный штрих - гнейсы (1) и высокоглиноземистые кристаллосланцы (2) субстрата Аличурской зоны ЮЗП.

при изучении наиболее крупных выделений. По крайней мере, часть из них оказались в действительности микроксенолитами Гр-Корд-Гип-Би-состава.

Один из этих микроксенолитов (обр.К139/5а) был детально изучен на микрозонде (см. табл.30). Плагноклаз здесь идентичен по составу с вмещающими тоналитами. В биотитах железистость снижается от 52 % в центре до 46-44 % к краю, т.е. до величины, близкой к биотитам тоналитовой матрицы. Гранат, представленный ограниченными порфиробластами, отвечает пиральспиту с низкими концентрациями CaO и MnO . Его состав неустойчив, но в целом намечается увеличение железистости от центра к краю ($f = 71 \rightarrow 84, 74 \rightarrow 86 \%$). Гиперстен одинаков с таковым в контактово-анатектических тоналитах и характеризуется относительно высокой глиноземистостью ($f = 48-49 \%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 2,2 \text{ мас.}\%$).

Приведенная характеристика микроксенолитов, Гип-роговиков и пикробазитов позволяет провести их сравнительную оценку Р,Т-параметров кристаллизации*. По Би-Гип-геотермометру /6/ температуры кристаллизации роговиков и пикробазитов (см. выше) укладываются в единый интервал $T = 975-1025 \text{ }^\circ\text{C}$. Противоречивые результаты получены для микрорестита, где оценки по Гр-Гип-геотермобарометру /6/ ($800-850 \text{ }^\circ\text{C}$ и 3,5 кбар) и Би-Гип-геотермометру /6/ (в среднем $965 \text{ }^\circ\text{C}$) сильно расходятся. Причиной может быть изменение состава биотита из рестита при взаимодействии с анатектическим расплавом, что действительно выражено в снижении его железистости вплоть до значений, идентичных биотитам из тоналитов. В то же время кристаллы гиперстена остаются однородными, а в гранате железистость даже повышается к краю, что обычно связывается с регрессивным изменением Р,Т-параметров и характерно для глубокометаморфизованных комплексов. С учетом сказанного, более надежными следует считать оценки температуры, проведенные по Гр-Гип-геотермобарометру (по центральным частям сосуществующих зерен), т.е. - $T \sim 800-850 \text{ }^\circ\text{C}$, $P \sim 2,5-3,5$ кбар. Это хорошо соответствует экспериментальным данным /277, 339/, согласно которым реакция разложения биотита в ассоциации с кварцем на ортопироксен и калишпат ограничена предельными для сухих систем температурами $800-850 \text{ }^\circ\text{C}$. В целом условия метаморфизма и анатексиса здесь, вероятнее всего, не превышали указанных значений, т.е. отвечали верхнему пределу пироксен-роговиковой фации, по /27,234/.

Изложенный материал подтверждает ранее высказанную нами точку зрения /34/

* Для гранитоидов из-за бедности минерального состава подобные оценки провести не удалось.

Химический состав (мас.%) минералов
из контактово-анатектической кварц-диорит-тоналит-плагиогранитной серии
и содержащихся в них микрореститов (султарсдаринский комплекс)

Компо- ненты	K72	K73	K74		K75		K139/5a	
	Би	Би	Гип	Би	Гип		Пл	
	ц(3)	ц(2)	ц(2)	ц(2)	ц _I	ц ₂	ц	к
SiO ₂	37,09	36,80	52,45	37,17	50,72	50,88	58,82	58,96
TiO ₂	4,54	4,44	0,04	4,29	0,09	0,07	0,01	0,03
Al ₂ O ₃	15,04	15,76	1,28	14,87	2,37	2,41	24,57	25,66
FeO	16,67	17,44	25,21	16,88	28,48	28,53	0,12	0,36
MnO	0,13	0,15	не опр.	0,14	не опр.	не опр.	0,01	0,03
MgO	12,50	11,80	19,70	12,65	16,90	17,02	0,01	0,03
CaO	не обн.	не обн.	0,32	не обн.	0,19	0,18	6,68	7,39
Na ₂ O	0,05	0,08	не опр.	0,06	не опр.	не опр.	8,13	7,98
K ₂ O	9,54	9,26	не опр.	9,65	не опр.	не опр.	0,10	0,05
Сумма	95,56	95,80	99,00	95,71	99,75	100,06	98,44	100,19
f, %	43	45	42	43	49	48		
Ан, %							33	33

Окончание табл.30

Компо- ненты	K139/5a									
	Би		Гр _I		Гр ₂		Гр ₃		Гип	
	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к
SiO ₂	35,95	35,46	36,87	36,71	37,89	39,55	38,97	38,63	50,74	50,88
TiO ₂	3,71	2,27	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,07	0,06
Al ₂ O ₃	15,86	15,54	20,54	20,16	21,18	22,00	20,94	20,77	2,21	2,22
FeO	18,30	18,75	29,60	33,45	29,48	30,65	29,60	33,28	28,71	28,61
MnO	0,07	0,06	2,34	2,82	2,23	2,65	2,49	4,09	0,74	0,72
MgO	11,38	12,50	6,90	3,62	6,38	5,16	5,92	2,93	18,02	17,42
CaO	0,00	0,01	1,28	1,40	1,37	1,49	1,70	1,15	0,20	0,20
Na ₂ O	0,16	0,09	0,07	0,07	0,06	0,09	0,06	0,04	0,07	0,07
K ₂ O	9,42	8,80	0,02	0,04	0,02	0,15	0,02	0,05	0,01	0,04
Сумма	94,86	93,49	97,63	98,28	98,63	101,75	99,89	100,94	100,27	100,20
f, %	52	46	71	84	79	77	74	86	48	49

Примечание. Обр. K72, K73 - гранодиориты, K74, K75 - тоналиты, K139/5a - Гр-Пл-Гип-рестит из лейкосомы тоналитового состава. В скобках - число анализов.

52/, что кварц-диорит-тоналит-плагиогранитная серия пород, связанная с султарсдаринским комплексом, является продуктом плавления метапелитового субстрата в контакте с высокотемпературным пикробазитовым расплавом, но при условии активного массообмена в системе "вмещающая рама - магматическая камера". На метасоматическую подготовку субстрата (концентрирование CaO, вынос щелочей, редких элементов, R₂O₃, воды) в догранитную стадию указывает аномальный состав роговиков и анатектических гранитоидов (см. выше). Отметим, что только с этим

процессом можно связать исчезновение Eu-минимума в породах, поскольку в восстановительных условиях, которым отвечает рассматриваемая система (даже в пикробазитах отсутствует Ti-Mgt и MgT), этот элемент должен переноситься одновременно с кристаллохимически близкими Ca и Sr.

Массообмен между пикробазитами и вмещающими породами подтверждается грубой зональностью отдельных тел по распределению и составу биотита и амфибола, имеющих магматическую природу, а также необычно высокими для пикритойдов концентрациями щелочей, в первую очередь, калия.

2.3.3. Тоналит-гранодиорит-граниты гунтского комплекса, Т₃

Геологическая позиция. Гунтский комплекс выделен М.М.Малых в 1986 г. при проведении геолого-съёмочных работ. Первые сведения по его петрологии и U-Pb-датированию опубликованы А.Г.Владимировым и М.М.Малых /34, 38, 52/. В настоящее время его объём и геологическая позиция уточнены за счет выделения в самостоятельное подразделение ультраметаморфогенных гранитов аличурского комплекса (см. раздел 2.3.4). Предыдущими исследователями породы гунтского комплекса относились к мигматизированным гнейсовым толщам протерозойского возраста (рамайфская /I97/ или бочорская /I09/ свиты). Вместе с тем, на присутствие в регионе ортогнейсов тоналитового состава давно указывал В.Н.Волков /I3I/, а В.И.Будановым сходные образования были включены в состав токузбулакской тоналитогнейсовой формации /22/.

По морфоструктурным признакам и характеру взаимоотношений с вмещающей рамой магматические породы гунтского комплекса могут быть условно разделены на два типа: 1) ареалы относительно мелких ($M = n \cdot 1 - n \cdot 100$ м) инъекционных тел, 2) крупные плитообразные массивы ($M = 1,5 - 2,5$ км, 1 - до 15-18 км).

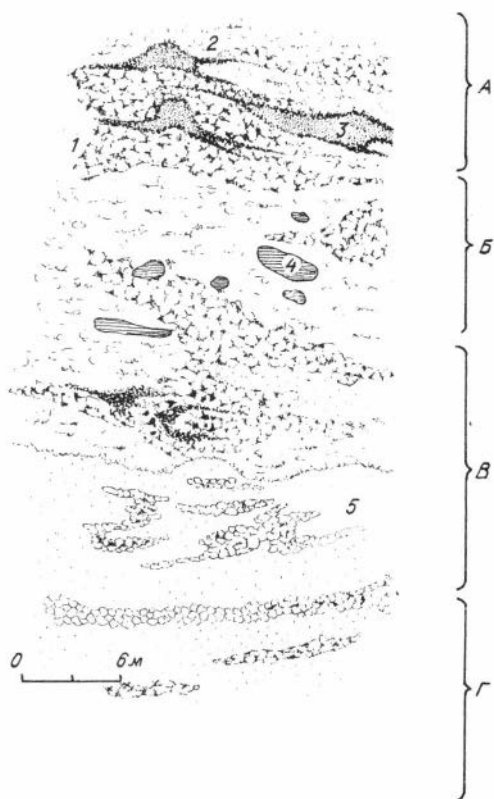
Первый тип развит в междуречье Гунт - Токузбулак (см. рис.22). Это гнейсотоналиты и гнейсогранодиориты, слагающие самостоятельные конформные тела пластообразной или неправильной формы, большая часть которых поглощена метатектом теневых мигматитов (рис.28). Мигматизация обычно выражена в развитии обильных калиевых пегматоидных лейкосом с Би, Гр, Корд, Гип, а сами гнейсотоналит-гнейсогранодиориты сохраняются в реликтовой форме.

Ко второму типу относятся Верхнеактайлякский, Бочорский и некоторые другие массивы. В центральных частях они сложены преимущественно массивными породами с нормальными гипидиоморфными магматическими структурами. В ряде случаев удается доказать их многофазное строение, указывающее на гомодромную эволюцию в ряду диорит-кварцевый диорит-тоналит-гранит. По направлению к краевым частям резко усиливается гнейсовидность пород, а сами контакты представляют собой уже переходные зоны (до 100-110 м), насыщенные метатектной крупнозернистой лейкосомой калиевых гранитов.

Сравнение минеральных парагенезисов показывает, что тоналит-гранодиориты первого типа имеют повсеместно биотитовый состав ($\pm \text{Гр} \pm \text{Корд} \pm \text{Гип}$), в то время как тоналит-гранодиориты второго типа варьируют в различных массивах от биотитовых ($\pm \text{Гр} \pm \text{Корд} \pm \text{Гип}$) до роговообманково-биотитовых ($\pm \text{Пи}$). Отметим, что для последних устанавливается смена минеральных фаций в эндоконтактных зонах ($\text{Роg} + \text{Би} \rightarrow \text{Би} \rightarrow \text{Би} \pm \text{Корд} \pm \text{Гр}$), которая сопровождается появлением калишпата в тоналитовых разностях. Из-за гнейсовидности периферийных зон крупных массивов различить наложенную или первично-магматическую природу калишпата не всегда удается. В мелких же, полностью мигматизированных телах, калишпат обычно имеет

Рис. 28. Характер инъекционно-контактной зоны гнейсотоналитов и гнейсогранодиоритов гунтского комплекса с вмещающими тeneвыми мигматитами Аличурской зоны (по М.М.Малы):

А - тeneвые мигматиты (лейкосомного метатекта более 50 %): 1 - Би[±]Гр[±]Корд-пегматоидная лейкосома, 2 - с-з, к-з Би[±]Гр[±]Корд-гнейсограниты, 3 - скиалиты полурастворенных гнейсов и плагигнейсов (Би[±]Гр[±]Корд[±]Шп[±]Сил[±]Граф); Б - Би[±]Гр[±]Корд-гнейсограниты с большим количеством пегматоидных разностей, содержащих ороговикованные включения (4) высокоглиноземистых кристаллосланцев (Би[±]Гр[±]Корд[±]Шп[±]Сил[±]Граф); В - переходная зона, резко обогащенная пегматоидной лейкосомой (Би[±]Гр[±]Корд), которая проникает в с-з гомогенные гнейсотоналиты и гнейсогранодиориты (5) и постепенно растворяется в них; Г - гомогенные гнейсотоналит-гнейсогранодиориты с отдельными линзами и шпировидными телами лейкосом (~5-10 %), количество которых резко убывает в глубь тела.



наложенный характер. Таким образом, геологические и петрографические наблюдения указывают на сложные взаимоотношения магматических тел гунтского комплекса с вмещающим мигматит-гнейсовым субстратом. Вероятнее всего, это связано с двумя причинами: 1) внедрение тоналитовых магм происходило на фоне высокотемпературного регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и сопровождалось активным взаимодействием с субстратом (см. ниже), 2) некоторая часть мигматизированных тоналитов, возможно, относится к более древнему (домигматитовому) комплексу. Косвенным образом на это указывает присутствие древнего радиогенного свинца (~10 %) в одной из монофракций циркона из гнейсотоналитов первого типа (табл.31, обр.625). В остальных же трех датированных монофракциях цирконов рассчитанные по разным изотопам свинца и урана возрасты имеют сходящийся или квазисходящийся характер: $T = 230-205$ млн лет (см. табл.31).

Вещественная характеристика. Химический и редкоземельный состав наименее мигматизированных пород гунтского комплекса приведен в табл.32,33; содержание редкоземельных элементов - в табл.23. Преобладающей разновидностью являются высокоглиноземистые лейкократовые тоналиты повышенной калиевости (главным образом, за счет биотита). По уровню концентрации калия, а также ряда коррелируемых с ним индикаторных редких элементов, в г/т: Rb (115-135), Sr (215-235), Ba (375-560), легкие РЗЭ ($ce/yb = 17-34,5$) - они сопоставимы с тоналит-гранитными комплексами Булункульской зоны (см. раздел 2.2.1). На диаграммах "АГМ" и "Ca-Na-K" составы тех и других отклоняются от известково-щелочного тренда в сторону повышенной калиевости (рис.29).

Результаты радиологического изучения проб циркона
в мигматит-гранитах Аличурской зоны ДЭП

Номер		Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца, %				Изотопные отношения / табулированный по ним возраст в млн лет		
п/п	образца	U	Pb	204	206	207	208	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Гунтский гнейсотоналит-гнейсогранодiorит-гранитный комплекс										
1	625	I2II	42,7	0,050	89,460	5,346	5,144	0,03629/230	0,2580/233	0,05156/266
2	654	942	34,2	0,076	88,251	5,554	6,119	0,03665/232	0,2542/230	0,05029/208
3	649-4I	I2I6	39,3	0,065	87,677	5,376	6,882	0,03249/206	0,2259/207	0,05043/215
Аличурский мигматит-гранитный комплекс										
4	502	732	25,5	0,060	89,308	5,383	5,249	0,03572/226	0,2482/225	0,05041/214
5	500Ia	I52I	45,6	0,015	91,603	4,823	3,559	0,03183/202	0,2205/202	0,05025/207

Примечание. Поправочный свинец выбран по модели Стейси-Крамерса для возраста в 200 млн лет с изотопным составом I:18,39:15,61:38,36. Все пробы отобраны в междуречье Гунт-Токузбулак: 1,2 - инъекционные гнейсотоналиты и 3 - гнейсогранодiorиты гунтского комплекса; 4,5 - калиевые гнейсограниты аличурского комплекса. Остальные пояснения см. в тексте. Анализ выполнен В.А.Халиловым (Геолого-геофизическая экспедиция, г.Алма-Ата).

Таблица 32

Средние содержания петрогенных (мас.%) элементов
в магматических породах гунтского комплекса (Аличурская зона)

Группа пород (интервал по SiO ₂ мас.%)	N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅
Ареал мелких инъекционных тел в междуречье Гунт-Токузбулак												
Гнейсотоналиты	34	67,99	0,52	16,09	3,36	0,07	1,21	3,55	3,27	2,49	1,18	0,16
		I,70	0,16	0,69	0,68	0,03	0,46	0,54	0,34	0,40	0,49	0,10
Гнейсогранодiorиты	16	68,53	0,50	15,49	3,28	0,07	1,19	3,49	2,66	3,08	1,30	0,11
		0,82	0,05	0,39	0,31	0,03	0,12	0,24	0,29	0,27	0,18	0,03
Верхнеактайлякский массив												
Кварцевые диориты (57- 63)	7	61,02	0,98	17,23	5,38	0,14	2,58	5,61	2,56	2,93	1,26	0,35
		I,99	0,24	0,72	0,89	0,01	0,85	0,66	0,26	0,51	0,19	0,06
Тоналиты и гранодiorиты (63-68)	9	66,57	0,73	16,06	3,74	0,12	1,62	3,85	2,86	3,09	1,15	0,23
		I,69	0,14	0,58	0,44	0,01	0,28	0,68	0,51	0,84	0,33	0,07
Граниты (68- 73)	11	71,21	0,48	14,69	2,42	0,11	0,98	2,65	2,63	3,82	0,89	0,13
		0,81	0,08	0,18	0,34	0,01	0,12	0,27	0,23	0,37	0,20	0,04
Лейкограниты (73)	4	73,88	0,25	13,87	1,45	0,11	0,56	2,29	2,54	4,15	0,81	0,10

Примечание. Для Гунт-Токузбулакского ареала группировка пород соответствует геологически картируемым телам, для Верхнеактайлякского массива - сделана условно по интервалам кремнекислотности (приведены в скобках). Над чертой - среднее арифметическое, под чертой - среднее квадратичное отклонение. Таблица составлена по материалам М.М.Малых, А.Г.Владимирова, А.Р.Баратова, А.П.Карякина.

Тоналиты и близкие к ним кварцевые диориты представляют собой с-з, к-з порфиroidные породы, сквозными минералами которых являются Кв 10-25 %, Пл 45-60 % (50-35 % Ан) и красно-коричневый Би 8-15 % (см. табл.34, f = 53-64 %). Указанные минералы слагают основной матрикс породы, имеющих в массивных раз-

Средние содержания фтора (мас.%) и редких элементов (г/т)
в магматических породах гунтского комплекса (Гунт-Токузбулакский ареал)

Группа пород	F	B	Li	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb
Гнейсо-тоналиты	0,06(36)	8(23)	3I(24)	II5(35)	2I6(35)	375(35)	19(19)	165(22)	13,5(27)
	0,03-0,13	3-14	17-56	90-174	160-360	120-895	10-30	60-315	<3,5-49
Гнейсо-гранодиориты	0,06(13)	9(4)	3I(10)	135(13)	233(13)	561(13)	21(12)	158(12)	8,4(11)
	200-1000	3-11	20-44	115-162	170-254	358-914	14-35	132-209	<3,5-30

Примечание. Группы пород соответствуют табл.32; над чертой - среднее арифметическое (в скобках - число анализов), под чертой - пределы вариаций частных определений.

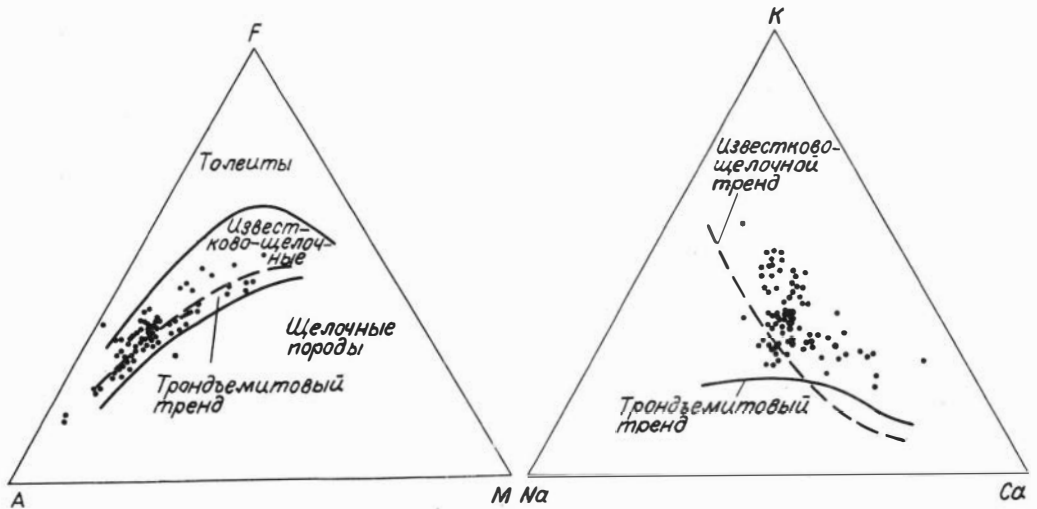


Рис.29. Составы магматических пород гунтского комплекса Аличурской зоны ЮЭП на диаграммах "АFM" и "Ca-Na-K". Показаны известково-щелочной по /275/ и трондземитовый по /318/ тренды.

ностях отчетливо гипидиоморфную структуру. Остальные темноцветные минералы представлены двумя разными парагенезисами, встречающимися в различных массивах: 1) коричнево-зеленая Корд (5-10 %) ± пироксены (0-5 %); 2) Корд (0-10 %) ± Гр (0-5 %) ± Гип (< 1 %). Первый тип пока обнаружен только в одном массиве, второй - распространен повсеместно. Поскольку присутствие высокоглиноземистых минералов в породах тоналитового состава достаточно редкое явление, остановимся на них подробнее.

Изучение контактовых зон показало, что Гр и Корд обычно сопряжены друг с другом в лейкосомных макро- и микрообособлениях Кв-Кпш-Цл-состава, которые постепенно растворяются в гнейсотоналитовом матриксе. Во внутренних частях крупных тел, имеющих массивную или гнейсовидную структуры, эти минералы представлены редкими изолированными кристаллами или их сростками. Гранат слагает резорбированные зерна, окруженные каймой Би и реже Корд. Это незональный высокожелезистый пиральспит (см. табл.34, f = 83-86 %), обедненный кальцием и мар-

Таблица 34

Химический состав (мас.%) минералов из гранитоидов гунтского комплекса

Компоненты	924			901/6			8757			8758/1		
	Корд		Би	Корд		Би	Корд		Би	Корд		Би
	ц	к	ц	ц	к	ц	ц	к	ц	ц	к	ц
SiO ₂	47,40	47,22	34,15	47,98	47,86	34,77	48,47	48,79	34,90	47,65	47,96	35,03
TiO ₂	не опр.	не опр.	4,49	0,01	не опр.	3,64	не опр.	не опр.	4,25	не опр.	не опр.	4,50
Al ₂ O ₃	32,00	31,74	17,58	32,20	32,14	18,46	32,76	31,39	18,21	32,13	32,47	17,53
ΣFeO	9,81	9,43	22,47	9,25	8,55	21,46	9,14	8,85	21,52	8,41	8,13	20,58
MnO	0,58	0,60	0,34	0,47	0,53	0,23	0,39	0,38	0,23	0,24	0,29	0,12
MgO	7,12	6,83	7,10	6,75	6,95	7,19	7,41	7,19	7,49	8,01	8,22	8,39
CaO	0,02	0,01	не опр.	0,01	0,01	не опр.	0,02	0,02	не обн.	0,04	0,02	не опр.
Na ₂ O	0,23	0,47	не обн.	0,51	0,60	0,00	0,21	0,43	не обн.	0,21	0,20	не обн.
K ₂ O	0,04	0,01	9,78	0,05	0,01	9,22	не опр.	0,04	9,21	0,02	не опр.	9,55
Сумма	97,20	96,31	95,91	97,23	96,65	94,97	98,40	97,09	95,81	96,76	97,29	95,70
t, %	44	44	63	43	41	63	41	41	62	37	36	58

Компоненты	837				K64/2	K65				K83/2		
	Корд	Гр		Би	Корд	Корд	Би	Гип	Гип	Би	Гр	
	ц	ц	к	ц	ц(3)	ц(3)	ц(2)	ц(1)	ц(2)	ц(2)	ц(4)	к(1)
SiO ₂	47,60	36,92	37,44	34,98	47,48	47,12	35,62	54,90	55,71	35,13	не опр.	не опр.
TiO ₂	не опр.	0,02	не опр.	3,62	не обн.	не обн.	4,33	не обн.	не обн.	2,78	не опр.	не опр.
Al ₂ O ₃	32,16	20,96	21,22	18,24	32,19	32,09	17,92	0,21	0,16	17,52	не опр.	не опр.
ΣFeO	7,59	35,75	36,62	19,56	9,18	9,80	21,29	24,83	22,53	22,29	33,01	33,08
MnO	0,23	2,45	2,79	0,04	0,49	0,45	0,23	1,20	1,00	0,21	3,72	4,23
MgO	8,08	3,38	3,06	9,18	6,40	6,70	7,89	17,37	18,71	8,17	3,68	3,09
CaO	0,05	не опр.	не опр.	не опр.	не обн.	не обн.	не обн.	0,33	0,27	не обн.	1,41	1,37
Na ₂ O	0,26	не обн.	не обн.	не обн.	0,89	0,47	0,07	не обн.	не обн.	0,12	не опр.	не опр.
K ₂ O	0,02	не обн.	не обн.	9,32	не опр.	не опр.	9,48	не обн.	не обн.	9,35	не опр.	не опр.
Сумма	95,99	99,48	101,13	94,94	96,63	96,63	96,83	98,84	98,38	95,57	-	-
f, %	35	86	86	54	44	45	60	45	40	60	83	86

Примечание. 924 - тоналит, 901/6 - гранодиорит, 8757 - гранит, 8758/1 - пегматоидная лейкосома из эндоконтакта (Верхнеактайлякский массив), 837 - тоналит (долина Упальсай); K64/2, K65 - "микроклинизированные" гнейсотоналиты, K83/2 - гнейсогранодиорит (междуречье Гунт-Токузбулак). Авторы проб: с индексом "К" - А.Г.Владимиров, остальные - А.Р.Баратова и М.М.Малых.

ганцем. По химическому составу он полностью перекрывается с гранатом из меланосомы вмещающих мигматитов (рис.30). На метаморфогенную природу кордиерита прямо указывает присутствие внутри отдельных зерен (особенно в контактовых зонах массивов) агрегатов Сил и мелкой вкрашенности зеленой Шп. По железистости и концентрации натрия (см. табл.34, $f = 35-45\%$, $Na_2O = 0,23-0,89\%$) он также сопоставим с кордиеритом из вмещающих мигматитов (рис.31).

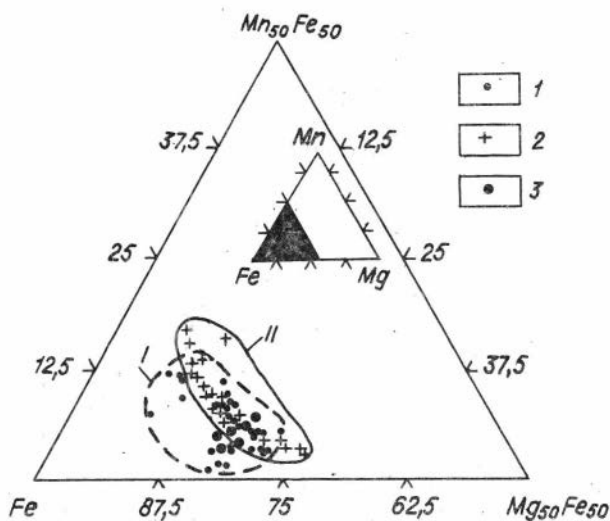


Рис.30. Составы гранатов из пород гунтского тоналит-гранитного и аличурского мигматитового комплексов Аличурской зоны ЮЭП: I — меланосома и 2 — лейкосома вмещающих мигматитов; 3 — инъекционные гнейсотоналит-гнейсогранодиориты. Составы гранатов в меланосоме (поле I) и лейкосоме (поле II) смещены относительно друг друга и вместе с тем полностью перекрывают составы гранатов из инъекционных гнейсотоналитов и гнейсогранодиоритов.

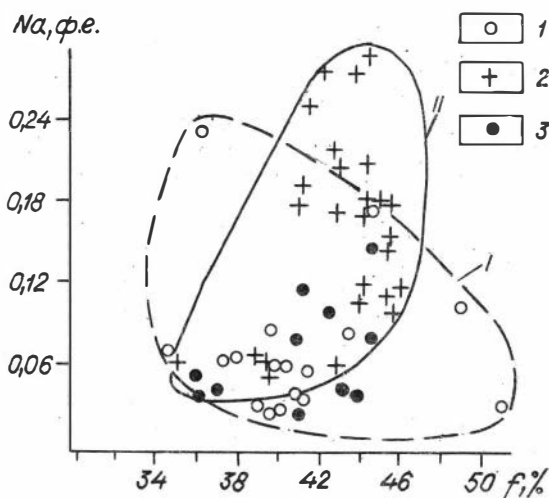


Рис.31. Составы кордиеритов из пород гунтского тоналит-гранитного (3) и аличурского мигматит-гранитного (I — меланосома, 2 — лейкосома) комплексов Аличурской зоны ЮЭП. Пояснения см. на рис.30.

В отличие от рассмотренных минералов ортопироксен резко отличается в тоналитах и вмещающих мигматитах. В тоналитах он имеет более низкую железистость и глиноземистость ($f = 40-45\%$, $Al_2O_3 = 0,1-0,2$ мас.% против 53% и $2,3-2,4$ мас.% соответственно в мигматитах), а на диаграмме /315/ попадает в поле магматических ортопироксенов (см. рис.25).

Гранодиориты и граниты близки по структурно-текстурным признакам и особенностям минералогии к тоналитам и отличаются только более высокими содержа-

ниями Кв (20–35 %) и Кш (10–20 %, редко до 25–30 %), слагающими ксеноморфный базис. Биотит ($t = 82–86$ %, $t_{10_2} = 2,5–2,8$ мас.%) имеет более низкую титанность при равном с тоналитами уровне железистости (см. табл.34). Гранат и кордиерит, судя по особенностям морфологии и состава, относятся к ксеногенным минералам. Гиперстен отмечается повсеместно в единичных знаках. Его состав не изучен из-за полного замещения кумингтонитом, однако по косвенным признакам он магматический. На это указывает присутствие в некоторых массивах гранодиоритового состава собственных камерных пегматитов, содержащих в Кв–Кш-графике крупные (до 2,5 см) идиоморфные кристаллы гиперстена.

Обсуждение результатов: модель разноглубинных источников и синтексиса палингенных тоналитовых и гранодиорит-гранитных расплавов. Изложенный материал позволяет однозначно говорить о магматической природе гунтского комплекса. Несмотря на их постепенные переходы с вмещающим мигматизированным субстратом, гнейсотоналиты и гнейсогранодиориты содержат скиалиты в той или иной степени переработанных метapelитов, часто сохраняют в центральных частях массивов первично-магматические структуры и обладают нормальными для гранитоидов известково-щелочной серии котектическими соотношениями петрогенных окислов.

Поскольку собственные базиты в гунтском комплексе проблематичны или во всяком случае их доля незначительна, то маловероятна и возможность образования тоналитов за счет дифференциации базальтовой магмы. Следует также исключить мантийный источник тоналитов, поскольку их средний состав резко отличается от М-гранитов /338/ в сторону более высоких концентраций $SiO_2 = 66,5–68$ мас.% и $K_2O = 2,5–3$ мас.%. На это же указывают повышенные в сравнении с габбро-тоналит-плагиогранитными и тоналит-трондьемитовыми сериями $Rb/Sr (0,3–0,6)$ и $K/Rb (150–190)$ отношения.

Распределение РЭЭ в гнейсотоналитах Гунт-Токузбулакского ареала (рис.32) отличается от сходных по кремнекислотности пород островных дуг и активных континентальных окраин большим содержанием легких лантаноидов и резко сниженным – тяжелых /327/, но сопоставимо с распределением РЭЭ в постархейских грауваках /221/.

Эти данные свидетельствуют в пользу нижнекорового источника тоналитовых расплавов, образовавшихся за счет селективного плавления метаморфических пород повышенной известковистости /272,273/.

Дальнейшая эволюция гунтского комплекса могла быть связана с реализацией двух альтернативных вариантов: 1) кристаллизационной дифференциацией исходной тоналитовой магмы /238/; 2) синтексисом, т.е. частичным плавлением вмещающих пород в ходе подъема высокотемпературных тоналитовых расплавов, формированием вторичных очагов s-гранитов и смещением расплавов /61,64/. Первый вариант предлагает условия закрытой системы, второй – значительного массообмена в системе "расплав – вмещающий субстрат", протекавший в глубинных зонах земной коры. Геологические материалы по гунтскому комплексу позволяют получить косвенные доказательства реализации модели синтексиса. При этом наиболее сложным моментом является интерпретация с позиций синтексиса контактово-мигматитовых зон тоналит-гранодиоритовых массивов, поскольку широко развитые в Аличурской зоне процессы регионального ультраметаморфизма в значительной степени затушевали эти признаки, а в мелких телах – полностью их уничтожили. К числу наиболее важных свидетельств синтексиса необходимо отнести следующие.

Зоны перехода имеют значительно более грубозернистое строение, чем сами тоналиты и вмещающие их гнейсы или теньевые ультраметаморфогенные граниты. Они насыщены слепыми пегматоидными жилами повышенной калиевости, которые постепен-

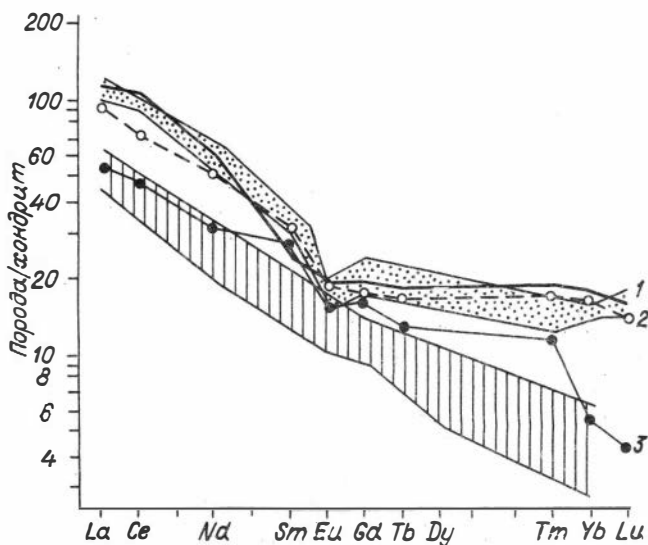


Рис.32. Распределение РЗЭ в гнейсотоналитах (3) и гнейсогранодиоритах (2) гунтского комплекса Аличурской зоны ЮЗП.

Для сравнения нанесен спектр РЗЭ в теневом метатекте вмещающих мигматитов аличурского комплекса (1), обнаруживающий близкое сходство с инъекционными гнейсогранодиоритами. Крпмом показаны постархейские глинистые сланцы, штрихом — граувакки /22I/.

но растворяются как в тоналитовой матрице, так и в теневых мигматитах субстрата. Это не находит объяснения с позиций наложенной и оторванной во времени мигматизации, поскольку гиперстенсодержащие тоналиты являются продуктами кристаллизации высокотемпературных, относительно сухих расплавов и не несут признаков реакций дегидратации водосодержащих минеральных парагенезисов. Напротив, прогрессивные реакции дегидратации ($Bi+Sil+Kz \rightarrow Корд+Кшп+H_2O$; $Bi+Sil+Kz \rightarrow Корд+Шп+Кшп+H_2O$) отчетливо проявлены со стороны метапелитов экзоконтакта, а также в более поздних и удаленных от массивов мигматитах аличурского комплекса (см. раздел 2.3.4). Они приводят к формированию крупных пойкилобласт Корд (с симплектитами Шп и Сил) в метатектных пегматоидных лейкосомах. В гнейсотоналитах кристаллы Корд также ассоциируют с лейкосомами Кв-Кшп-обособлениями, однако количественные соотношения всех указанных минералов варьируют очень резко, вплоть до появления практически мономинеральных Корд- или Гр-Корд-агрегатов. Подобные соотношения скорее указывают на смешение в разных пропорциях первичного тоналитового и вторичного анатектического расплавов, чем только на позднюю мигматизацию гнейсотоналитов и гнейсогранодиоритов. Идентичность составов Гр и Корд в магматических породах гунтского комплекса и во вмещающем субстрате (см. рис.30, 3I), так же как и присутствие в Корд-ксенокритах из тоналит-гранодиоритов симплектитов Шп и Сил, прямо указывает на метаморфогенную природу этих минералов.

Анализ редкоземельных элементов в гнейсотоналитах и гнейсогранодиоритах близкой кремнекислотности ($SiO_2 = 67,6$ и $67,8$ мас.% соответственно), участвующих в строении самостоятельных гомогенных массивов гунтского комплекса, указывает на резкое различие по типу их распределения (см. рис.32, табл.23), что можно объяснить только с позиций их гетерогенности по источнику. Если для гнейсотоналитов, как уже отмечалось выше, тип распределения РЗЭ сопоставим с предполагаемым метаграувакковым или в среднем близким к нему смешанным амфиболит-гнейсовым субстратом повышенной известковистости, то для гнейсогранодиоритов практически совпадает с гранитоидным метатектом вмещающих теневых мигматитов, насыщенных Гр-Корд-реститокристаллами. Полученные распределения РЗЭ в первом случае отвечают модели накопления в рестите Гр и $Pl^{\pm}Amf$ (< 10-20 %), что при-

водит к падению концентраций тяжелых лантаноидов и слабо выраженному Eu-минимуму, во втором – предварительному плавлению метатекта тневых гранитов, которые из-за обилия рествитокристов (Гр, Пд, Корд) не имеют Eu-минимума и обогащены тяжелыми лантаноидами.

2.3.4. Мигматиты и ультраметаморфогенные граниты аличурского комплекса, T₃

В качестве самостоятельной ассоциации ультраметаморфогенные граниты и мигматиты выделены впервые, ранее они включались в состав гунтского комплекса инъекционных мигматит-гранитов, T₃ /34,38/. Предыдущими исследователями эти образования рассматривались в объеме стратифицированных докембрийских гранито-гнейсовых толщ (рамаифская, по /197/, или бочорская, по /109/).

Внутреннее строение и вещественная характеристика. По морфоструктурным признакам и характеру обособления лейкосомы породы аличурского комплекса могут быть подразделены на три типа: 1) тонкополосчатые мигматиты, 2) тневые мигматиты и 3) гомогенные гнейсограниты (автохтонные или слабоперемещенные). Несмотря на постепенные переходы, все выделенные типы имеют достаточно четкие структурно-вещественные признаки, что позволяет уверенно картировать их выходы (см. рис.22).

Тонкополосчатые мигматиты отмечаются в виде линзовидных, сильно переработанных с краев включений (мощностью до 30–50 м), которые постепенно, с укрупнением зернистости и увеличением лейкосомной гранитной массы, переходят в тневые мигматиты. Внутри них иногда удается наблюдать линзы и участки первичных плагиогнейсов, гнейсов и высокоглиноземистых кристаллосланцев – реликтов метаосадочного субстрата. Их краткая характеристика приведена ранее (см. табл.21,22). Здесь же напомним, что главная особенность немигматизированных реликтов субстрата – проявление высокотемпературной минеральной ассоциации (Гр+Корд+Гип), наложенной на исходный Кв+Пл+Би-гранолепидобластовый матрикс. В еще большей степени эти структурно-минеральные особенности присущи тонкополосчатым мигматитам, в которых уже явно проявлена дифференциация вещества на лейкократовую (10–20 %) и меланократовую (80–90 %) части.

Меланосома тонкополосчатых мигматитов представлена м-з гранолепидобластовым агрегатом Би 15–30 % (f = 54 %), Кв 20–25 %, незонального андезина *35–40 %, в котором фиксируются пойкилообласты Корд (f = 40–41 %), зерна Гр (f = 70–75 %) и эпизодически – Гип, обычно замещенный агрегатом игольчатого моноклинного Амф. Состав Гип, судя по микронзондовому анализу одного зерна (обр. М649–16, $\frac{\text{центр}}{\text{край}}$: $\text{SiO}_2 \frac{49,11}{49,50}$, $\text{TiO}_2 \frac{0,03}{0,12}$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \frac{2,31}{2,47}$, $\text{FeO} \frac{30,54}{30,54}$, $\text{MnO} \frac{1,01}{1,03}$,

$\text{MgO} \frac{15,20}{15,04}$, $\text{CaO} \frac{0,19}{0,18}$, $\sum \frac{98,39 \text{ мас.}\%}{98,88 \text{ мас.}\%}$, f = 53 %, привязку см. табл.37), характеризуется относительно низкой, в сравнении с глубокометаморфизованными комплексами, глиноземистостью и высокой железистостью /195/. С темнокветными минералами Гип находится в нереакционных соотношениях. Зерна Гр, напротив, иногда окружены оторочкой Корд. В пойкилообластах последнего наблюдаются вросстки Кв, Пд, реже игольчатого или блочного Сил с мелкой вкрапленностью Шп. Подчеркнем, что в образцах с Корд–Сил–Шп-самплектитами Гип не обнаружен.

Лейкообособления в этом типе мигматитов фиксируются как в виде тонких по-

Средние содержания петрогенных окислов (мас.%)
в породах аличурского мигматит-гранитного комплекса, Т₃

Группа пород	N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅
Тонкопослабчатые мигматиты с нерасчлененной меланосомой и лейкосомой	58	<u>60,52</u>	<u>0,95</u>	<u>16,74</u>	<u>7,08</u>	<u>0,15</u>	<u>3,66</u>	<u>2,52</u>	<u>2,07</u>	<u>3,44</u>	<u>2,54</u>	<u>0,14</u>
		<u>1,97</u>	<u>0,19</u>	<u>1,07</u>	<u>1,16</u>	<u>0,06</u>	<u>0,77</u>	<u>1,29</u>	<u>0,58</u>	<u>0,77</u>	<u>0,76</u>	<u>0,08</u>
Теневые мигматиты												
Гнейсы меланосомы	16	<u>60,29</u>	<u>1,03</u>	<u>16,60</u>	<u>7,96</u>	<u>0,15</u>	<u>3,51</u>	<u>1,79</u>	<u>2,00</u>	<u>3,69</u>	<u>2,47</u>	<u>0,12</u>
		<u>2,44</u>	<u>0,13</u>	<u>0,96</u>	<u>2,16</u>	<u>0,09</u>	<u>0,65</u>	<u>0,83</u>	<u>0,92</u>	<u>0,93</u>	<u>0,84</u>	<u>0,06</u>
Высокоглиноземистые кристаллосланцы меланосомы	7	<u>53,52</u>	<u>1,14</u>	<u>20,19</u>	<u>8,74</u>	<u>0,16</u>	<u>4,43</u>	<u>1,75</u>	<u>2,45</u>	<u>3,70</u>	<u>3,38</u>	<u>0,14</u>
		<u>1,90</u>	<u>0,24</u>	<u>2,02</u>	<u>1,50</u>	<u>0,10</u>	<u>1,52</u>	<u>1,06</u>	<u>1,39</u>	<u>1,67</u>	<u>1,17</u>	<u>0,09</u>
Гранитоидный метатект (лейкосомы)	22	<u>71,34</u>	<u>0,38</u>	<u>14,37</u>	<u>3,01</u>	<u>0,08</u>	<u>1,10</u>	<u>1,97</u>	<u>2,44</u>	<u>3,94</u>	<u>1,01</u>	<u>0,14</u>
		<u>1,81</u>	<u>0,25</u>	<u>1,25</u>	<u>1,05</u>	<u>0,05</u>	<u>0,76</u>	<u>0,67</u>	<u>0,68</u>	<u>0,74</u>	<u>0,65</u>	<u>0,09</u>
Автохтонные и параавтохтонные гнейсограниты	27	<u>72,36</u>	<u>0,28</u>	<u>14,33</u>	<u>2,23</u>	<u>0,04</u>	<u>0,72</u>	<u>1,44</u>	<u>2,59</u>	<u>4,85</u>	<u>0,83</u>	<u>0,14</u>
		<u>2,17</u>	<u>0,22</u>	<u>0,79</u>	<u>1,13</u>	<u>0,07</u>	<u>0,49</u>	<u>0,59</u>	<u>0,56</u>	<u>1,03</u>	<u>0,38</u>	<u>0,10</u>

Примечание. Описание петрографических групп приведено в тексте; над чертой – среднее арифметическое, под чертой – среднее квадратичное отклонение (по данным М.М.Малых, А.Г.Владимирова, А.П.Карякина).

Таблица 36

Средние содержания F (мас.%) и редких элементов (г/т)
в породах аличурского мигматит-гранитного комплекса

Группа пород	F	B	Li	Rb	Sr	Ba	Be	Zr
Тонкопослабчатые мигматиты с нерасчлененными лейкосомой и меланосомой (по гнейсам)	<u>0,12(16)</u>	<u>12(26)</u>	<u>60(29)</u>	<u>178(32)</u>	<u>147(31)</u>	<u>747(33)</u>	<u>6(21)</u>	<u>211(6)</u>
	<u>0,02-0,30</u>	<u>3-40</u>	<u>24-102</u>	<u>118-230</u>	<u>80-300</u>	<u>340-1340</u>	<u>2-14</u>	<u>120-330</u>
Теневые мигматиты								
Гнейсы меланосомы	<u>0,13(15)</u>	<u>13(9)</u>	<u>48(11)</u>	<u>156(15)</u>	<u>137(15)</u>	<u>552(15)</u>	<u>3(10)</u>	<u>199(15)</u>
	<u>0,04-0,30</u>	<u>8-23</u>	<u>24-84</u>	<u>105-245</u>	<u>27-195</u>	<u>150-985</u>	<u>1-8</u>	<u>110-315</u>
Высокоглиноземистые кристаллосланцы меланосомы	<u>0,15(5)</u>	<u>13(6)</u>	<u>58(5)</u>	<u>179(6)</u>	<u>98(6)</u>	<u>608(6)</u>	<u>3(2)</u>	<u>192(3)</u>
	<u>0,05-0,26</u>	<u>6-40</u>	<u>39-104</u>	<u>150-260</u>	<u>25-150</u>	<u>170-1790</u>	<u>1-5</u>	<u>120-265</u>
Гранитоидный метатект (лейкосомы)	<u>0,06(5)</u>	не опр.	<u>12(5)</u>	<u>95(13)</u>	<u>111(13)</u>	<u>522(13)</u>	не опр.	<u>250(13)</u>
	<u>0,02-0,21</u>		<u>7-21</u>	<u>52-160</u>	<u>50-190</u>	<u>240-855</u>		<u>95-490</u>
Автохтонные и параавтохтонные гнейсограниты	<u>0,07(21)</u>	<u>14(24)</u>	<u>24(17)</u>	<u>161(33)</u>	<u>187(34)</u>	<u>731(33)</u>	<u>4(27)</u>	<u>154(29)</u>
	<u>0,01-0,20</u>	<u>3-28</u>	<u>5-41</u>	<u>67-256</u>	<u>75-335</u>	<u>185-1388</u>	<u>0,7-18</u>	<u>30-480</u>

Примечание. Над чертой – среднее арифметическое (в скобках – число анализов), под чертой – пределы вариаций частных определений (по данным М.М.Малых, А.Г.Владимирова и А.П.Карякина).

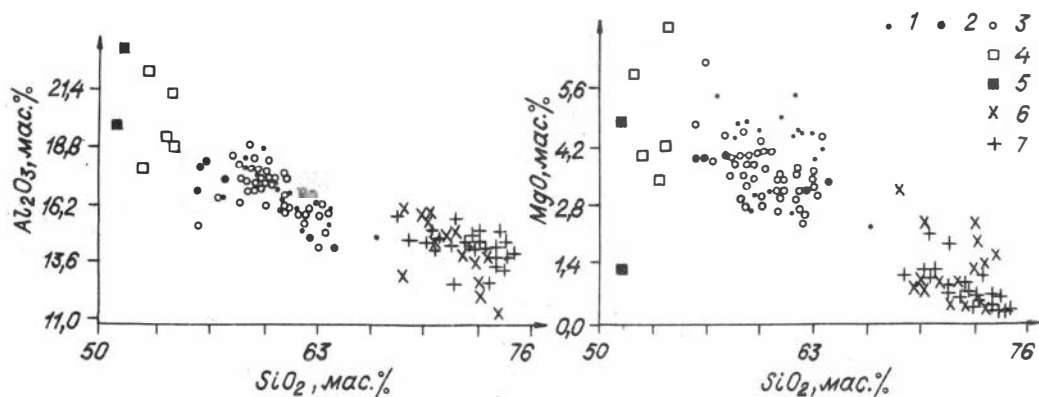


Рис.33. Распределение составов пород аличурского мигматит-гранитного комплекса: 1 - тонкополосчатые мигматиты по гнейсам и плагигнейсам; 2-5 - скиалиты меланосомы в теневых мигматитах: 2 - полурасстворенные мигматизированные гнейсы из мелких тел, 3 - немигматизированные - из крупных тел, 4 - ороговикованные высокоглиноземистые кристаллические сланцы из мелких тел, 5 - то же, из крупных тел; 6,7 - лейкосомы (6 - метатект в теневых мигматитах, обогащенный реститокристаллами, 7 - автохтонные и параавтохтонные однородные гнейсограниты).

лос, так и формы мелких линз, каплевидных и межгранулярных скоплений. Контакты с меланосомой постепенные, без зальбандов, обогащенных темноцветными минералами. Усредненный состав лейкосомы: Кв 28 %, незональный андезин 20 %, Кпш - до 45 % (микроклин-пертит), Корд - до 20 %, Би 6 %. Характерно резкое преобладание Корд, который вместе с Пл имеет как ксеноморфные, так и идиоморфные очертания. Количество Кпш зависит от минерального состава меланосомы, резко снижаясь в породах метаграуваккового типа и увеличиваясь в гнейсах нормальной известковистости.

По валовому (меланосома + лейкосомы) химическому и редкоэлементному составу (табл.35,36; рис.33) тонкополосчатые мигматиты полностью отвечают немигматизированным гнейсам субстрата. Это касается не только оценки их средних значений, но и дисперсии (t-, F-критерий).

Теневые мигматиты наиболее широко распространены в Аличурской зоне (см. рис.22). В них резко преобладает лейкосомный гранитоидный метатект (70-80 %), в котором все остальные метаморфогенные образования (мраморы, кальцифиры, кварциты, амфиболиты, высокоглиноземистые кристаллосланцы и вышеописанные тонкополосчатые мигматиты с реликтами слабопереработанного субстрата) погружены в виде отдельных конформных пластообразных тел, линз и включений. По типу обособления лейкосомы здесь выделяются небулитовые мигматиты, в которых гранитоидный метатект пропитывает субстратный материал, и последний обычно фиксируется только в виде равномерно рассеянных реститокристов или их сростков, и шпировидные мигматиты, еще сохраняющие теневые скиалиты. В последнем случае часто наблюдается совмещение в одних и тех же обнажениях сильно подплавленных скиалитов субстрата, переходящих в гранитоидный метатект через зоны тонкополосчатых мигматитов, и меланократовых включений, практически не затронутых процессами плавления, но зато несущих признаки интенсивного ороговикования. Оба типа ксенолитов резко различаются по составу: плавлению подвергаются гнейсы нормальной или повышенной известковистости, ороговикуются

высокоглиноземистые кристаллические сланцы. Поскольку скиалиты гнейсов здесь практически не отличимы от вышеописанных тонкополосчатых мигматитов, рассмотрим особенности состава и метаморфизма кристаллических парасланцев.

Включения высокоглиноземистых кристаллосланцев в теневых мигматитах несут ясные черты реакционных взаимоотношений между минералами. Здесь практически полностью исчезают директивные структуры: полосчатость, сланцеватость, линейность и микроскладчатость различных порядков, которые свойственны регионально-метаморфическим толщам. В то же время широко распространены Корд- и Корд-Шп-оторочки вокруг Сил, свидетельствующие о протекании прогрессивных реакций смещенного равновесия: $Bi+Sil+Kv \rightarrow Корд+Кш+Шп+H_2O$; а в присутствии граната: $Bi+Sil+Kv \rightarrow Корд+Гр+Шп+Кш+H_2O$. Особенно эффектно такого рода структуры выглядят с участием крупных (до 5-6 см по удлинению) кристаллов Сил. Значительно реже Корд и Шп образуют оторочки вокруг Гр, замещая его. И только в одном образце удалось установить их совместную келифитовую структуру вокруг Гр. Последний здесь зонален: содержания Са и Mg снижаются от центра к краю, а Fe и Mn — растут. Подобные реакционные соотношения могут отвечать следующим схемам реакций: $Gros+Al_2SiO_5+Kv \rightarrow An$; $Gros+Al_2SiO_5+Kv \rightarrow Корд^{ж}$. Ортопироксен в высокоглиноземистых кристаллосланцах не обнаружен. Биотит ($t = 49-60\%$) имеет повышенную титанистость, Гр ($t = 74-84\%$) отвечает пиральспиту с незначительной ролью кальциевого и марганцевого миналов. Железистость Корд варьирует от 37 до 49%. Шпинель представлена высокожелезистым герцинитом ($t = 85-88\%$), содержащим ZnO до 8,4 мас.%. По валовому химическому составу кристаллосланцы резко отличаются от гнейсов и тонкополосчатых мигматитов повышенной меланократовостью и глиноземистостью (см. рис.33, табл.35). Вместе с тем, по распределению редких и редкоземельных элементов существенных отличий от немигматизированных гнейсов не обнаружено (см. табл.23,36). Те и другие характеризуются плавным снижением концентраций лантаноидов от легких к тяжелым ($Ca/Yb = 26-27,6$) и имеют отчетливый европиевый минимум (рис.34). Судя по сводке /22I/, подобный тип РЗЭ характерен для постархейских глинистых сланцев^{жж}.

Гранитоидный метатект имеет с-з,к-з строение с субориентированным расположением темноцветных минералов. Он состоит из Кв 25-30%, незонального андезин-олигоклаза 25-30%, микроклин-пертита 30-40%, Би 5-10% ($t = 60\%$), Корд 5-10% ($t = 35-52\%$), Гр — до 5% ($t = 82\%$). В редких случаях отмечаются единичные псевдоморфозы по Гип. Микроструктура пород массивная или слабогнейсовидная, с гипидморфным взаимоотношением минералов, иногда порфириовидная за счет крупных (до 1,5 см) индивидов Кш. Специфической особенностью является присутствие Гр-Корд-Би-агрегатов (микрореститов), а также отдельных ксенокристаллов Корд с микровключениями Сил и Шп. Несмотря на явные признаки метаморфогенного происхождения, необходимо отметить, что большинство пойкилобласт Корд приобретают в лейкоosome субидiomорфные очертания, что указывает на их дорастание в расплаве. Признаки магматического происхождения фиксируются и для кристаллов Шп, центральные части которых нередко сохраняют субидiomорфную зональность /I65, I67/.

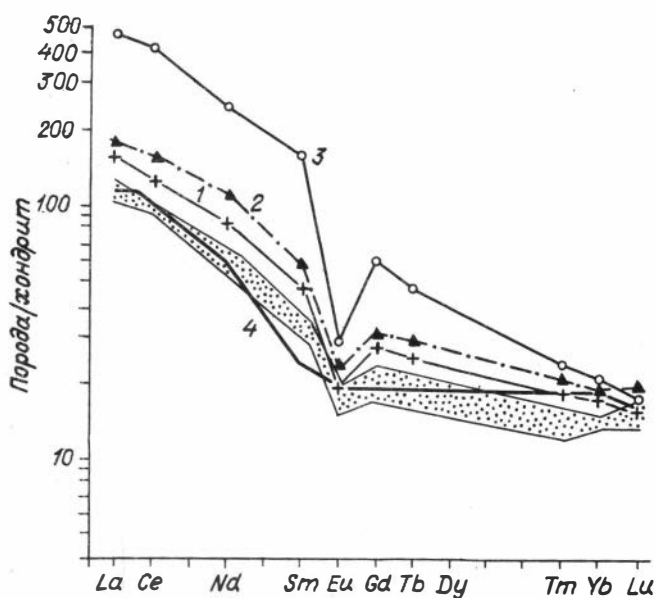
Гомогенные гнейсограниты представляют собой пос-

^ж Обсуждение этого образца в связи с оценкой эволюции Р,Т-параметров дается ниже.

^{жж} Имеющиеся в нашем распоряжении анализы РЗЭ относятся к "нормальным" гнейсам и кристаллосланцам. Очевидно, что в гнейсах повышенной известковистости (метаграувакках) тип распределения РЗЭ может быть другим /22I/.

Рис.34. Распределение РЗЭ в мигматит-гранитах аличурского комплекса:

1,2 - скиалиты наименее мигматизированных пород субстрата Аличурской зоны (1 - гнейс, 2 - высокоглиноземистый кристаллосланец); 3 - калиевая пегматоидная лейкосомы, слабоперемещенная; 4 - гранитоидный метатект в теневых мигматитах. Крапом нанесена область составов постархейских глинистых сланцев /22I/. Из графика видна комплементарность по распределению РЗЭ между субстратом,



перемещенными лейкосомными выщелками и метатектом теневых мигматитов, служащих "резервуаром" для рествитов.

ледяную стадию формирования мигматитового комплекса, когда происходит частичный отжим лейкократовой составляющей в виде конформных жил пегматоидного строения или более крупных тел с-з, к-з строения. На генетическую связь с гранитоидным метатектом теневых мигматитов указывает близость петрохимического состава (см. табл.35). На петрохимических диаграммах (см. рис.33) поля тех и других полностью перекрываются и отделены от меланосомы гнейсов и кристаллосланцев вещественным разрывом. По структурно-петрографическим признакам гомогенные граниты также сближены с метатектом теневых мигматитов, но отличаются сниженными содержаниями Гр ($t = 72-74 \%$), Корд ($t = 45 \%$) и Пл (андезия-олигоклаз). Эти особенности слабоперемещенных гнейсогранитов хорошо согласуются с вещественным составом. В сравнении с метатектом теневых мигматитов они более лейкократовые и калиевые ($SiO_2 = 72,4 \text{ мас.}\%$; $K_2O = 4,9 \text{ мас.}\%$ против $71,3$ и $3,9 \text{ мас.}\%$ соответственно), а соотношение петрогенных окислов отвечает в них кварц-полевошпатовый эвтектике.

Резкое различие обнаруживается по типу распределения РЗЭ (см. табл.23, ан.9, 10; рис.34). Если для гранитоидного метатекта характерно сниженное содержание всех лантаноидов (даже в сравнении с гнейсами и кристаллосланцами субстрата) и отсутствие Eu-минимума, то в пегматоидной лейкосоме резко возрастает наклон кривой РЗЭ (за счет цериевой группы) и увеличивается Eu-минимум. В принципе указанный график иллюстрирует комплементарность меланосомы, теневых гранитов и перемещенной лейкосомы, если предположить, что рествитовый материал (Гр, Пл, Корд), "отжатый" из гомогенных кремнекислых расплавов, остался внутри гранитоидного метатекта теневых мигматитов. Количественные соотношения между метатектом ("резервуар рествитокристов") и собственно гомогенными гранитами, наблюдаемый в аличурском комплексе, составляют $\sim 10:1$, что не противоречит предложенной модели перераспределения редкоземельных элементов.

В о з р а с т аличурского комплекса принят позднетриасовым по данным

U-Pb-датирования циркона из линзовидной пегматоидной лейкосомы, находящейся в тонкополосчатых мигматитах. Циркон здесь имеет все признаки магматического происхождения, однороден по составу (Y,Hf), хорошо огранен и следов растворения ребер или граней не имеет. Соотношение изотопов свинца и урана (см. табл. 31, обр. 502) указывает на ненарушенность радиологической системы с $T = 205-230$ млн лет /38/.

Термобарометрия. Прежде чем перейти к оценке P, T-параметров метаморфизма и ультраметаморфизма аличурского комплекса, кратко охарактеризуем главные породообразующие минералы. Всего было изучено 12 образцов, относящихся ко всем главным разновидностям мигматитов. В табл. 37 приведены их минеральные ассоциации, геологическая привязка к вышеописанным группам и основные параметры валового химического состава, в табл. 38-42 - химические составы минералов. В сравнении с нашими предшествующими публикациями /34, 52/ выборка значительно расширена главным образом за счет высокоглиноземистых кристаллосланцев, наиболее перспективных в отношении термобарометрии.

П л а г и о к л а з. В гнейсах отвечает олигоклазу со слабой метаморфической зональностью (27-30 % An). В высокоглиноземистых кристаллосланцах варьирует значительно сильнее (19-48 % An); а зональность может быть как прямой, так и обратной. В лейкосоме не обнаруживает существенных отличий (олигоклаз-андезин), однороден, но иногда имеет признаки слабой идиоморфной зональности в центральных частях.

К а л и ш п а т повсеместно представлен микроклин-пертитом. В гнейсах и кристаллосланцах его количество варьирует, вплоть до полного отсутствия, в лейкосоме является преобладающим минералом, причем отмечается грубая корреляция в его содержаниях с меланоссомой.

Б и о т и т. Состав в меланосоме и лейкосоме сильно перекрывается ($f = 49-66$ %, $TiO_2 = 2,4-4,6$ мас.%, $Al_2O_3 = 17-19$ мас.%). Вместе с тем, обращает на себя внимание в среднем более низкое содержание TiO_2 в биотитах из меланосомы (3,4 мас.% против 4,4 мас.%).

Г р а н а т отвечает низкокальциевому альмандину с примесью марганцевого (3-16 мол.%) и магниевого (6-25 мол.%) компонентов (см. рис. 30). В большинстве случаев зональность слабая, но с отчетливо выраженными тенденциями: от центра к краю на 2-2,5 % возрастает MnO , а MgO - падает. Это характерно как для меланосомы, так и лейкосомы. Для одного из гранатов, находящегося в кельфитовой Пд-Корд-оторочке (обр. КП-3/1 - высокоглиноземистый кристаллосланец), в этом же направлении падает CaO от 2,1 до 1,0 мас.%, во всех остальных случаях неоднородность по CaO незначительна. Средняя железистость Гр из высокоглиноземистых кристаллосланцев в ассоциации с Корд и Сил - 86 % ($\Delta f = 14$ %), из гнейсов и гранитоидной лейкосомы 72 % ($\Delta f = 4$ %).

К о р д и е р и т. Железистость его в лейкосоме и меланосоме перекрывается полностью ($\Delta f = 35-52$ %). Содержание остальных компонентов (Ca, K, Na, Mn) не превышает обычных значений для этого минерала из метаморфических и ультраметаморфических толщ. Для некоторой части зерен характерно повышенное содержание Na_2O , достигающее в гранитах 1,4 мас.%, а в высокоглиноземистых кристаллосланцах - 1,2 мас.%. Корреляция между железистостью и натриевостью Корд не установлена (см. рис. 31).

Ш п и н е л ь. В большинстве случаев зеленая, изредка бурая. Присутствует обычно в виде вростков в Корд, однако в ряде случаев зерна Шп расположены независимо от других темноцветных минералов (обр. 07634-3) или вместе с Корд образуют кельфитовые каймы вокруг крупных кристаллов Сил (обр. 8601а, КГ75-2).

Минеральные ассоциации и геологическо-петрохимическая характеристика образцов, использованных для термобарометрии мигматит-гранитов аличурского комплекса

Номер		Минеральная ассоциация (\pm Ил \pm Турм)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Σ FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
п/п	образца								
<u>Тонкополосчатые гнейсы с нерасчлененной меланосомой и лейкосомой</u>									
I	070I4	Кв+Пл ₂₇₋₃₀ \pm Кпш+Би ₅₄ +Гр ₇₃₋₇₅ +Корд ₄₀ +Шп+Сил+Граф	58,6	17,2	6,0	4,6	5,3	1,7	2,9
2	500I-46	Кв+Пл+Кпш+Би+Гр ₇₀₋₇₄ +Корд ₄₁ +Граф	62,0	15,6	8,1	2,8	1,0	1,7	4,9
3	M649-I6	Кв+Пл+Кпш+Би+Гр+Корд+Гип ₅₃ \pm Граф	63,7	13,8	8,3	3,8	3,1	1,9	2,1
<u>Высокоглиноземистые кристаллосланцы ("кинцигиты")</u>									
4	07634-3	Кв+Пл ₃₄₋₂₆ \pm Кпш+Би ₆₀ +Гр ₇₇ +Корд ₄₃ +Шп ₈₅ +Сил+Граф	51,5	23,3	7,5	2,6	2,7	4,4	4,6
5	860Ia	Кв+Пл ₄₈₋₄₂ \pm Кпш+Би ₄₉ +Гр ₇₄ +Корд ₃₇ +Шп ₈₈ +Сил+Граф							
6	КП-3/I	Кв+Пл ₃₁₋₃₆ \pm Кпш+Би ₅₉ +Гр ₆₇₋₇₆ +Корд ₄₀ +Шп ₈₇ +Сил+Граф							
7	КП-3/2	Кв+Пл \pm Кпш+Би+Гр ₇₉₋₈₄ +Корд ₄₉ +Шп ₈₈ +Сил+Граф							
<u>Гранитоидный метатект теневых мигматитов</u>									
8	КI75-2	Кв+Пл+Кпш+Би ₆₀ +Гр ₈₂ +Корд ₅₂ +Шп ₈₈ +Сил	67,2	16,8	3,4	1,3	3,6	3,5	2,6
9	M624/I	Кв+Пл+Кпш+Би ₆₀ +Корд ₃₅	69,6	15,6	2,7	2,3	0,9	4,2	2,8
10	M626/3	Кв+Пл+Кпш+Би+Корд ₄₀ +Гр ₇₁	71,6	14,0	4,0	0,9	2,1	3,1	1,3
<u>Пегматоидная лейкосома калиевых гранитов (конформная)</u>									
II	K65/I	Кв+Пл+Кпш+Би ₆₆ +Гр ₇₂₋₇₄ +Корд ₄₅							
I2	K64/3	Кв+Пл+Кпш+Би ₆₄ +Корд ₄₅ +Ил							

Примечание. Использованы для анализа образцы А.П.Карякина (I,4), М.М.Малых (2,3,5,9,10), А.Г.Владимирова (II,I2), С.А.Каргополова (6,7). Привязка проб: правый борт р.Гунт в 2 км ниже кишлака Бочор (I), правый борт р.Токузбулак в районе 100-101 км шоссе Хорог-Ош (2-4,6-7,9-12); верховья Упалысай (5,8).

Таблица 38

Химический состав (мас.%) плагиоклазов из мигматитов аличурского комплекса

Компоненты	07634-3		07014		КП-3/1		К175-2	8601a	
	ц	к	ц	к	ц	к	к	ц	к
SiO ₂	58,52	61,42	61,30	61,68	59,00	58,01	62,89	55,47	58,20
Al ₂ O ₃	34,23	22,28	24,42	24,51	24,44	25,81	23,15	27,78	26,73
CaO	7,04	5,13	5,50	6,15	6,31	7,45	4,00	9,72	8,53
Na ₂ O	7,51	7,87	7,87	7,75	7,67	7,36	9,11	5,92	6,63
K ₂ O	0,07	0,22	0,19	0,09	0,13	0,12	0,15	0,16	0,04
Сумма	97,37	96,93	99,28	100,19	97,55	98,74	99,30	99,05	100,20
Ан, %	34,0	26,1	27,5	30,3	31,00	36	19	48	42

Примечание. Минеральные ассоциации образцов см. в табл.37.

Таблица 39

Химический состав (мас.%) биотита из мигматитов аличурского комплекса

Компоненты	07634-3	07014	8601a	К175-2	КП-3/1	М624/1	К64/3	К65/1
	(4)	(4)	(1)	(1)	(1)	(1)	(3)	(1)
SiO ₂	34,59	35,31	35,68	34,39	34,87	34,78	35,17	34,96
TiO ₂	2,39	3,35	3,58	3,69	4,28	4,63	4,39	4,32
Al ₂ O ₃	18,25	17,82	18,26	18,89	18,13	17,09	17,61	17,83
FeO	21,11	19,91	17,73	20,67	20,91	20,80	22,53	23,03
MnO	0,14	0,07	0,07	н.о.	0,08	0,25	0,25	0,22
MgO	7,79	9,41	10,20	7,86	8,04	7,74	7,11	6,76
CaO	0,02	0,05	0,01	0,02	0,03	н.о.	н.о.	н.о.
Na ₂ O	0,18	0,18	0,21	0,10	0,29	0,03	0,04	0,05
K ₂ O	9,28	9,07	9,35	9,59	9,19	9,35	9,63	9,61
Сумма	93,75	95,17	95,09	95,21	95,82	94,67	96,73	96,78
f, %	60	54	49	60	59	60	64	66

Примечание. Минеральные ассоциации образцов см. в табл.37. В скобках - число анализов; н.о. - не обнаружено.

Отмечаются резкие вариации по цинку (от 0,4 до 8,4 мас.% ZnO) при очень узких вариациях железистости ($f = 82-88\%$). В гранитной лейкоosome шпинель присутствует только в виде бронированных включений внутри ксенокристаллов Корд.

С и л л и м а н и т. Встречается в метаморфогенной толще повсеместно, но главным образом в виде мелкообломочных агрегатов, бронированных Корд. Пока только в одном обнажении (верховье р.Упальсай) среди темных мигматитов установлен будинированный прослой, сложенный высокоглиноземистыми кристаллосланцами с крупным призматическим Сил (10-20 % от объема породы, до 3-5 см по удлинению).

О р т о п и р о к с е н. Присутствует эпизодически как в меланosome, так и лейкоosome, но только в ассоциации с Гр или Корд. В силлиманитсодержащих метаморфитах ни разу не был встречен, несмотря на специальные поиски. Железистость и глиноземистость ($f = 53\%$, Al₂O₃ = 2,7 мас.%) скорее характерны для

Хлещетский (мас.%) и компонентный (мол.%) состав граната из мигматитов аличурского комплекса

Компоненты	07634-3		07014		5001/46		КП-3/1		КП-3/2		К175-2		8601a		M626/3		K65/1	
	ц(2)	к(1)	ц(13)	к(3)	ц(1)	к(1)	ц(1)	к(1)	ц(1)	к(1)	ц(1)	к(1)	ц(1)	к(1)	ц(1)	к(1)	ц(1)	к(1)
MnO	5,15	5,00	2,72	3,54	2,42	3,27	3,01	3,42	1,37	1,93	0,69	2,29	3,27	6,92	3,34	5,71		
MgO	2,21	2,21	4,55	3,61	5,50	3,93	5,19	3,19	3,52	2,18	3,74	4,08	4,63	2,84	4,14	2,45		
CaO	0,80	0,81	1,02	1,00	0,96	1,05	1,10	1,09	1,16	1,15	0,53	1,59	1,15	0,99	1,12	1,11		
FeO	33,7	33,3	33,1	33,3	32,6	33,0	31,3	34,3	35,8	37,2	36,9	33,8	32,17	31,25	32,72	32,62		
f, %	89	89	80	84	77	82	77	86	85	91	85	82	79	86	82	88		
Спес	11,9	11,7	6,1	8,0	5,4	7,4	6,6	7,7	3,1	4,4	1,6	5,1	7,3	15,7	7,5	13,1		
Пир	9,0	9,1	18,0	14,4	21,4	15,7	20,0	12,7	14,0	8,7	14,8	16,0	18,3	11,4	16,4	9,9		
Грос	2,3	2,4	2,9	2,9	2,6	3,0	5,8	3,1	3,3	3,3	1,5	4,5	3,3	2,8	3,2	3,2		
Альм	76,9	76,8	73,0	74,7	70,5	73,9	67,6	76,5	79,6	83,6	82,1	74,4	71,2	70,1	72,9	73,8		

Примечание. Минеральные ассоциации образцов см. в табл.37.

низких давлений и повышенных температур, чем для пород гранулитовой фации /129,195/.

Оценка P, T-параметров метаморфизма производилась только для меланосомы и тонкополосчатых мигматитов с использованием Гр-Би-, Гр-Корд-, Гр-Пл-геотермобарометров /5,17,294,333/. Для гомогенных гранитоидов использование геотермобарометрии, основанной на распределении Fe-Mg-минералов, было бы некорректным, поскольку большинство зерен Гр и Корд имеют, как было показано выше, ксеногенную (реститовую) природу. Для теневых мигматитов расчеты производились только в том случае, если гранитоидный метатект пропитывал субстрат равномерно, практически не нарушая каркаса породы (обр.К175/2).

Из методических приемов важно отметить, что для оценки P, T-параметров использованы усредненные данные по центральным частям зерен с целью исключения возможных крайних эффектов, возникающих при обменно-диффузионных процессах на регрессивной стадии метаморфизма. Эти предосторожности, конечно, не исключают вероятности "сползания" вычисленных параметров в регрессивную стадию и установления новых равновесий, на что прямо указывает зональность Гр (повышение MnO и падение MgO к краю зерен). Отклонения от равновесия в прогрессивную стадию метаморфизма также могут внести свой вклад. В первую очередь, это связано с невозможностью доказать одновременный рост кристаллов, используемых для расчета обменных равновесий. Судя по структурным взаимоотношениям и составу минералов из метаморфитов аличурского комплекса, центральные части Гр и Пл образованы при повышенных давлениях (вне поля устойчивости Корд). С учетом этого оценка давлений раннего этапа ме-

Таблица 41

Химический состав (мас.%) кордиерита из мигматитов аличурского комплекса

Компо- нент	07634-3	07014	5001/46	КП-3/1	КП-3/2	К175-2	8601а	М624/1	М626/3	К64/3	К65/1
	(3)	(3)	(2)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(4)	(3)	(5)
SiO ₂	47,55	48,47	47,59	48,30	48,07	47,28	47,15	47,67	46,83	47,34	47,01
Al ₂ O ₃	32,47	32,88	31,83	32,86	32,37	32,18	32,13	32,43	32,37	32,16	31,96
FeO	9,82	9,25	9,19	9,30	11,37	11,70	7,37	8,02	8,92	9,68	9,46
MnO	0,37	0,28	0,37	0,28	0,19	0,02	0,16	0,30	0,42	0,48	0,38
MgO	7,20	7,76	7,30	7,96	6,57	6,17	7,19	8,44	7,48	6,74	6,56
Na ₂ O	0,38	0,20	0,22	0,15	0,27	0,03	1,13	0,30	0,30	0,56	0,77
Сумма	97,79	98,84	96,50	98,85	98,84	97,38	95,13	97,16	96,32	96,96	96,14
f, %	43	40	41	40	49	52	37	35	40	45	45

Примечание. Минеральные ассоциации образцов см. в табл.37. В скобках - число анализов.

Таблица 42

Химический состав (мас.%) шпинели из мигматитов аличурского комплекса

Компоненты	07634-3	КП-3/1		КП-3/2	К175-2	8601а
	(6)	зелёная	бурая	(1)	(1)	(1)
TiO ₂	0,04	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Al ₂ O ₃	58,86	59,50	59,13	58,35	58,08	59,34
FeO	36,74	32,64	35,82	30,65	37,80	29,86
MnO	3,52	2,84	2,99	2,28	3,01	3,64
ZnO	0,88	4,47	1,38	8,43	0,44	7,61
Сумма	100,04	99,87	99,62	99,71	99,30	100,45
f, %		87	87	88	88	82

Примечание. Минеральные ассоциации образцов см. в табл.37. В скобках - число анализов.

таморфизма возможна только с использованием ядер Гр и Пл. Оценка температур и давлений раннего эпизода метаморфизма на основании Fe-Mg-равновесий лишена смысла, поскольку Корд и Шп являются новообразованными фазами, а Би меняет свой состав (железистость) прежде всего за счет расходования её в реакциях типа Би+Сил+Кв → Корд+Кшп±Шп+Н₂O.

Результаты термобарометрии приведены в табл.43. Их анализ, с учетом сделанных выше замечаний, позволяет прийти к следующим выводам:

1. Использование калибровок Гр-Пл-геобарометра Э.Гента /294/ и Л.Я.Арановича /5/ для образца КП-3/1, где отчетливо выражена зональность по кальцию, даёт для центров Гр и Пл $P = 7,4-7,9$ кбар при $T = 700$ °С (или соответственно - $5,7$ и $6,2$ кбар при $T = 600$ °С). Для краевых зон оценки давления равны $3,8-3,4$ кбар. Зональность по СаО в обоих минералах обр.КП-3/1 отвечает теоретической зависимости /5,300/ и обусловлена понижением давления. В большинстве других образцов, содержащих необходимым для барометрии Кв-Сил-Гр-Пл-ассоциацию, гранат практически не зонален, а зональность Пл может быть как прямой, так и обратной. Это свидетельствует либо о полном диффузионном выравнивании состава Гр (информация о начальных стадиях процесса стёрта), либо о том, что Гр в

Оценка P, T-параметров метаморфизма метapelитов из субстрата Аличурской зоны
(минеральная ассоциация: Кв+Пл+Би+Гр+Корд+Сил+Ил+Граф)

Тип геотермометра, автор	07634-3	07014	КП-3/1	КП-3/2	175/2	860Ia	КП-3/1*
Гр-Би, А.Томпсон /333	580	760	660	-	705	630	927
Гр-Би, Л.Л.Перчук и др. /17/	534	690	590	-	615	565	724
Гр-Корд, Л.Л.Перчук и др. /17/	544	750	610	590	795	645	798
P (кбар), принятое в расчетах	3,0	6,0	3,0	-	3,0	3,0	7,0
Гр-Пл, Е.Гент /294/	3,3	4,90	3,8	-	3,5	4,3	7,4
Гр-Пл, Л.Я.Аранович /5/	2,7	4,8	3,4	-	3,5	4,6	7,9
Гр-Корд, Л.Л.Перчук и др. /17/	2,2	6,1	3,2	2,3	6,1	4,2	6,5
T (°C), принятая в расчетах	700	700	700	-	700	700	700

Примечание. Пояснения к цифровым данным в тексте.

таких образцах наряду с Корд является новообразованной фазой. Величина давления, рассчитанная для центров таких Гр, практически совпадает с вычисленным давлением для краевых частей Гр и Пл в обр.КП-3/1 (3-4 кбар). Таким образом, Гр-Пл-равновесие позволяет выделить два этапа формирования метаморфитов аличурского комплекса: ранний - повышенных (7-8 кбар) и поздний - умеренных (3-4 кбар) давлений. В принципе о снижении давления свидетельствует и рост железистости гранатов от центра к краю.

Оценка температуры, соответствующей этапу повышенных давлений, затруднительна по вышеуказанным причинам. Судя по отсутствию в изученных образцах реликтового метаморфического ортопироксена, эта температура не превышала условий амфиболитовой фации, а, возможно, была ниже.

2. Второй эпизод метаморфизма, очевидно, зафиксирован в составе Fe-Mg-фаз. Использование Гр-Корд-геобарометра Л.Л.Перчука и др. /17/ дает в среднем 3,7 кбар, что хорошо согласуется с рассмотренными выше показаниями Гр-Пл-кальбровок разных авторов (см. табл.43).

Средние значения температур, полученные по Гр-Би- и Гр-Корд-геотермометрам, достаточно близки и укладываются в интервал 620-710 °C (см. табл.43). Максимальные из частных определений (~800 °C) вряд ли достигались в столь крупных блоках метаморфических пород. В пределах Аличурской зоны им соответствуют, вероятнее всего, только гиперстеновые роговики и контактово-анатектические тоналит-граниты, развитые в узких зонах вокруг пироксенитовых массивов султарс-даринского комплекса (см. раздел 2.3.2). Отметим, что там Гип является обычным минералом в меланосоме (~20-30 %) и характеризуется низкой глиноземистостью ($f = 41 \%$, $Al_2O_3 = 0,1 \text{ мас.}\%$). Вместе с тем, присутствие эпизодического ортопироксена повышенной глиноземистости ($f = 53 \%$, $Al_2O_3 = 2,4 \text{ мас.}\%$) в мигматизированных гнейсах аличурского комплекса свидетельствует, что температура метаморфизма достигала предельных (снизу) значений гиперстеновой изограды (рис.35). В отдельных образцах (07634-3) рассчитанная температура опускается до 580-540 °C, очевидно, отражая регрессивную стадию последнего этапа метамор-

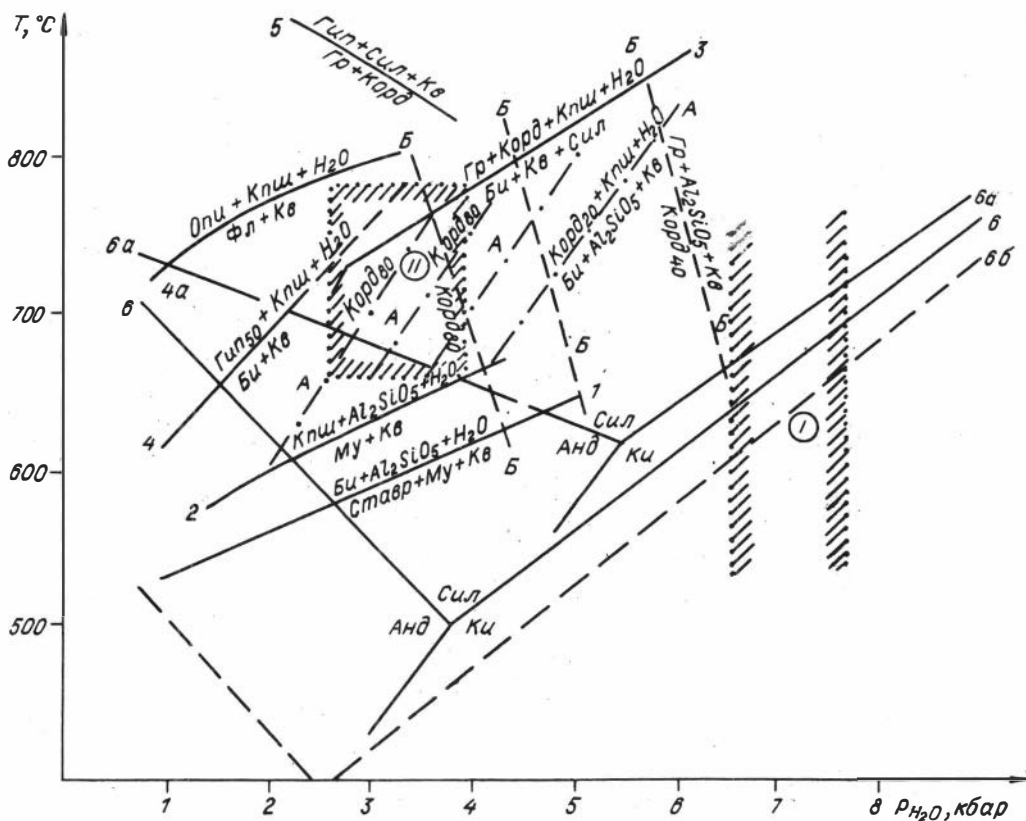


Рис. 35. Диаграмма минеральных равновесий с вынесенными на неё P, T-областями, соответствующими региональному метаморфизму раннего этапа (I) и наложенному метаморфизму позднего этапа Аличурской зоны (II). Последний этап отвечает раннекембрийскому прогреву субстрата Аличурской зоны под воздействием мантийного диаспира на наблюдаемом эрозионном срезе.

Диаграмма составлена С.А. Каргополовым с использованием следующих данных: линии прогрессивных реакций дегидратации с расходом Му (1,2), Би (3,4), Фл (4а), Гр и Корд (5) приведены по /55,294,300,303/, линии постоянной железистости кордиерита в реакциях $Би + Al_2SiO_5 + Кв \rightarrow Корд + Кш + H_2O$ (А) и $Гр + Al_2SiO_5 + Кв \rightarrow Корд$ (Б) по /300,313/; невариантные равновесия полиморфных превращений Al_2SiO_5 : 6 - по /299/, 6а - по /328/, 6б - по /236/.

физма. Оценку значений температуры можно еще сделать независимо, опираясь на равновесие $Би + Сил + Кв \rightarrow Корд + Кш + H_2O$, экспериментально изученное Холдузем и Ли /300/. Для давления 3-4 кбар, используя диаграмму состояния данной системы и известную железистость Корд 35-52 % (см. табл.4I), получаем $T = 650-730$ °C.

В целом параметры метаморфизма, зафиксированные для аличурского мигматитового комплекса, могут быть приняты в следующих интервалах: 1) ранний этап метаморфизма субстрата (докембрийский?) $P = 7-8$ кбар, $T < 650$ °C; 2) поздний этап метаморфизма и ультраметаморфизма $P = 3-4$ кбар, $T = 650-750$ °C.

Обсуждение результатов. По структурно-вещественным признакам и условиям ультраметаморфизма аличурский комплекс не имеет аналогов в пределах полиметаморфических толщ Юго-Западного Памира, где мигматит-граниты развиты достаточно

широко и отвечают различным возрастным рубежам /86,95,171,248 и др./. Процессы гранитообразования представлены здесь всеми ступенями: от тонкополосчатых мигматитов (слабая степень дифференциации вещества) через теньевые мигматиты (диатектиты) до тел гомогенных гнейсогранитов автохтонного или параавтохтонного типа. Вспомним также инъекционные тела гнейсогранодиоритов, рассмотренные в разделе 2.3.3, которые по петрогеохимическим признакам близки к метатекту теньевых мигматитов и, очевидно, являются продуктом его более полного плавления на более глубоких уровнях. С их учетом аличурский комплекс охватывает все морфоструктурные типы мигматитов (по В.С.Шкодзинскому, /260/), но в отличие от большинства ультраметаморфических комплексов на щитах и срединных массивах /165,167,260/ характеризуются весьма умеренными давлениями (3–4 кбар) и резко сдвинутым в сторону гранитов составом. По существу Аличурскую зону необходимо рассматривать как магматический очаг на глубине ~ 10 – 15 км, эрозионный уровень среза которого, вероятнее всего, отвечает верхнекоревой части всего магмообразующего слоя. На увеличение степени переплавления субстрата с глубиной прямо указывают многочисленные инъекционные тела гомогенных высокотемпературных тоналитов и гранодиоритов, подъем которых был синхронен или частично опережал во времени фронт региональной мигматизации.

Для объяснения механизма формирования соизмеримых по масштабу гранитных очагов в земной коре привлекаются три модели: 1) анатексис, т.е. плавление в изохимических условиях /27,260,340/; 2) магматическое замещение, т.е. плавление в аллохимических условиях при вполне подвижном поведении воды и щелочей /127,128,135,146/ и, наконец, 3) промежуточный вариант, который может реализоваться либо в виде прямого смешения (синтексиса) мантийных и коровых магм /61/, либо в виде флюидного синтексиса, т.е. поступления флюидов из крупных базитовых очагов в нижние части коры в ходе подъема мантийных диапиров /64,148/. Рассмотрим с позиций приемлемости того или иного варианта основные результаты изучения аличурского мигматит–гранитного комплекса.

На наблюдаемом уровне эрозионного среза совокупный объем автохтонной и параавтохтонной лейкосомы со средним содержанием $SiO_2 = 71$ – $72,5$ % (см. табл.35) составляет не менее 40–50 %, за вычетом разнообразных по составу реликтов субстрата. Для выплавления гранитной эвтектики такого объема в изохимических условиях при предельных P , T -параметрах ультраметаморфизма аличурского комплекса ($P \sim 3$ кбар, $T \sim 750$ °C) необходимо извлечь из субстрата ~ 2 – $2,5$ мас.% H_2O . По петрографическим наблюдениям широко развитые в меланосоме аличурского комплекса реакции дегидратации ($Сил+Кв+Би \rightarrow Кпш+Корд+H_2O$ и т.п.) не закончились полным расходом Би, и этот минерал является обычным как в полурасплавленных гнейсах, так и в ороговикованных кристаллосланцах. Даже если принять максимальную оценку расхода Би \sim в 50 %, а его общее количество в гнейсосланцевом субстрате ~ 20 % (обе цифры явно завышены, так как средний состав предполагаемого субстрата, вероятнее всего, был более меланократовым), то субстрат мог отдать в расплав только 0,4–0,5 мас.% H_2O , что значительно меньше требуемой величины.

Важным моментом здесь является предположение о равновесности метаморфических реакций дегидратации и плавления. Сохранность венцовых структур (Корд и Корд–Шп–келифиты), казалось бы, должна свидетельствовать о неравновесности реакций, а следовательно, и неправомочности приведенных выше рассуждений. Действительно, в ряде случаев (например, регрессивное образование Тальк по Ол и т.п.) это справедливо, однако для аличурского комплекса, вероятнее всего, образование мигматитов происходило в равновесных условиях. Специальные исследо-

вания, проведенные С.А.Каргополовым /107/ по зональному мугурскому комплексу Анд-Сил-типа в Юго-Восточной Туве, где широко распространены аналогичные минеральные ассоциации и реакционные структуры, а составы минералов практически идентичны в силлиманитовой зоне аличурскому комплексу, показали высокую степень согласованности составов различных фаз, т.е. соблюдение принципа фазового соответствия.

Для плавления крупных объемов гранитной магмы в изохимических условиях В.С.Шкодзинским /261/ и А.А.Кадиком, М.Я.Френкелем /103/ предложен механизм декомпрессии и диссипативного разогрева. Из диаграммы В.С.Шкодзинского /261/ следует, что при $P_{\text{общ}} \sim 3-4$ кбар и $T \sim 750$ °С доля расплава в реальном гнейсо-сланцевом субстрате, не должна превышать 25-30 %. Следовательно, механизм декомпрессии также не может обеспечить наблюдаемые соотношения "расплав-субстрат", хотя определенный вклад в формирование аличурского комплекса он мог дать.

Модели "магматического замещения" противоречит отсутствие признаков метасоматической подготовки субстрата и широкое развитие венцовых структур, указывающих на интенсивность реакций дегидратации. Отметим также, что на наблюдаемом уровне эрозионного среза, который соответствует верхнекоревой части магмогенерирующего слоя, плавление в условиях вполне подвижного поведения воды и щелочей должно было бы привести к появлению мощных зон базификации, что реально не наблюдается. Напротив, анализ минералогии и геохимии мигматитов прямо указывает на сохранение рестита в виде взвеси ксенокристов Гр, Пл, Корд в метатекте теневых мигматитов: состав которого комплементарен по типу распределения РЭ к гомогенной лейкоosome, с одной стороны, гнейсам и кристаллосланцам - с другой (см. рис.34).

Таким образом, наиболее вероятный механизм формирования мигматитов и палингенных гранитов - флюидный синтексис, по Н.Л.Добрецову /64/* Согласно этой модели поступление мантийных флюидов и тепла связано с подъемом и остыванием крупных объемов базитовых магм, расположенных в нижних частях земной коры. Геологическим свидетельством их тесной связи являются многочисленные тела гипербазитов и пикробазитов, внедрившиеся как до, так и после мигматитообразования (см. разделы 2.3.1; 2.3.2; 2.3.5).

2.3.5. Перидотит-пироксениты тупондаринского комплекса, Т₃

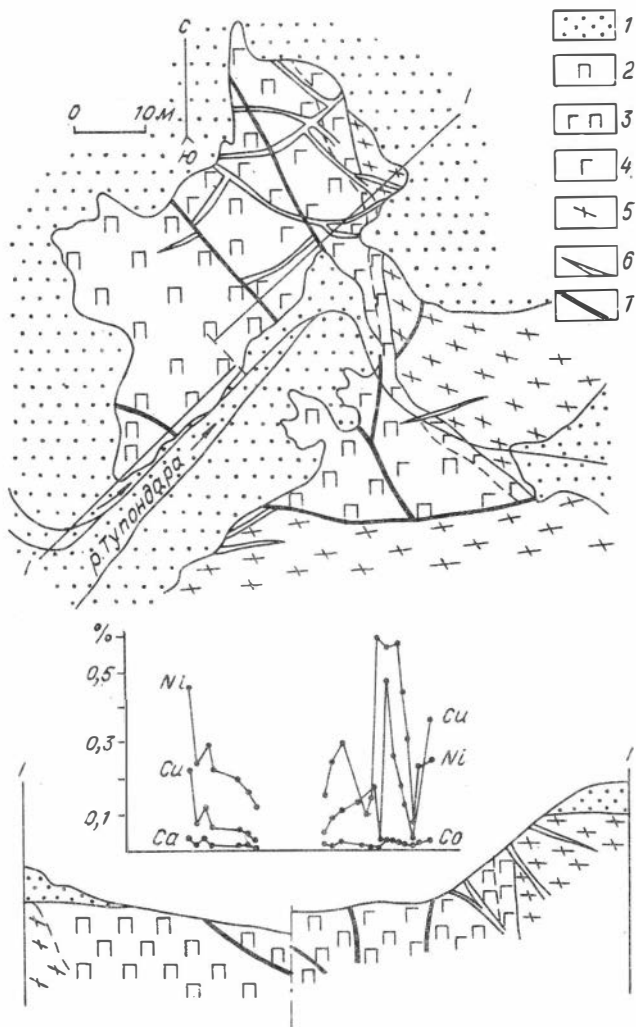
Комплекс выделен В.Н.Колесниковым, обнаружившим в 1985 г. рудоносный интрузив Тупондара и (совместно с В.А.Соколовым) оценившим масштабы связанного с ним Cu-Ni-оруденения. Краткая характеристика руд дана В.А.Вольновым /40/. Дальнейшие исследования показали, что дайко- и штокообразные тела амфиболовых перидотит-пироксенитов образуют несколько ареалов: 1) в верховьях левых притоков р.Токузбулак (интрузивы Варджиндара, Анджиндара, Тупондара и Оксай), 2) в междуречье Гарм-Чашма - Южный Актайляк, 3) в верховьях р.Северный Актайляк, 4) в северо-западной части водораздела Гунт-Токузбулак (100 и 101 км шоссе Хорог-Ош).

Нижняя возрастная граница тупондаринского комплекса в соответствии с данными U-Rb-датирования магматического циркона из вмещающих мигматит-гранитов (205-230 млн лет) определяется не древнее позднего триаса.

* Модель "чистого" смещения контрастных базитов и гранитных магм в данном случае не подтверждается фактическим материалом (см. раздел 2.3.2).

Рис.36. Схема геологического строения интрузива Тупондара и разрез по линии I-I. На графике приведено распределение рудных компонентов в разрезе интрузива. Схема составлена с использованием материалов В.Н.Колесникова и В.А.Соколова:

1 - неоген-четвертичные отложения; 2 - амфиболовые перидотиты; 3 - чередование амфиболовых перидотитов и оливчин-амфиболовых пироксенитов; 4 - эндоконтактные амфиболизированные и окварцованные меланогаббро; 5 - биотитовые и кордиеритовые гранитогнейсы; 6 - дайки лейкогранитов; 7 - разрывные нарушения.



Строение и состав интрузивных тел. Рудоносный интрузив Тупондара вскрывается одноименной рекой в виде ограниченного выхода размером 50 x 90 м. По данным магнитометрической съемки интрузив имеет значительно большие размеры (80 x 800 x 400 м) и круто (80-90°) падает на запад. Он залегает среди мигматит-гранитогнейсов аличурского комплекса и в обнажении можно наблюдать восточный (тектонический) и западный (магматический, резкий) контакты (рис.36). Гранитогнейсы в восточном эндоконтакте залегают под углом 35°, аз. падения 40°, утыкаясь в субвертикальный контакт, имеющий простирание 340-355°. С севера и запада интрузив перекрыт четвертичными отложениями.

В западной части интрузив Тупондара сложен амфиболовыми перидотитами, постепенно переходящими в центральной части и к восточному контакту в оливчин-амфиболовые пироксениты. Вдоль восточного эндоконтакта развиты окварцованные и амфиболизированные меланогаббро мощностью 3-5 м. Во всех породах присутствует ранний (кумулясный) парагенезис: $Xp-Ilp$ ($f = 64-78\%$) + Ol ($f = 20-24\%$) + Opi ($f = 17,1-22,4\%$) + $Kлп$ ($f = 10-13\%$). Позднее кристаллизовались буроватый Амф ($f = 15-18\%$), Би, иногда ксеноморфный Пл (26-27,5% Ан). Вкрапленные и гнездово-вкрапленные Cu-Ni-руды образуют две субмеридиональные зоны вдоль восточ-

ного контакта и в центральной части интрузива (см. рис.36). Руды по составу халькопирит (висоларит)–пентландит–пирротиновые с соотношением $Ni/(Ni+Cu) = 0,7$, $Ni/Co = 10-15$. Содержания в них благородных металлов низкие и, по данным атомно-абсорбционного анализа 20 проб, составляют (мг/т): $Pd = 10-46$, $Pt = 18-19$, $Au = 1-28$ и $Ag = 300-2000$. Соотношение изотопов серы в рудах - $\delta^{34}S = +0,5 \pm 0,6 \%$ - близко к метеоритному стандарту.

Интрузив Анджиндара расположен в верховье одноименного ручья и по серии обнажений в левом борту долины прослеживается на расстоянии до 1 км при видимой мощности до 60 м. Северо–западный контакт интрузива с вмещающими гранитогнейсами - резкий, магматический. Здесь отмечена апофиза габброидов, отчетливо секущая гранитогнейсы. Эндоконтакт мощностью до 5 м представлен кварцсодержащими амфиболовыми меланогабброноритами. Интрузив сложен преимущественно оливин–амфиболовыми вебстеритами, нередко содержащими плагиоклаз. По сравнению с породами Тупондары в Анджиндаре возрастает роль диопсида ($f = 12-13 \%$), развивающегося в виде самостоятельных зерен и кайм по ортопироксену. Оливин ($f = 23,6-26,8 \%$) в значительной степени замещен бронзитом ($f = 19-22,5 \%$). Интерстициальный парагенезис: Амф+Би+Пл.

В Северо–Актайлякской группе тел наиболее крупным является пологозалегающий пластообразный интрузив (1~1,5–2 км, $M \sim 25-350$ м), расположенный в верховьях одноименной реки. Тело сложено слабо дифференцированными амфиболовыми перидотитами, в которых количество Ол ($f = 17-23,5 \%$) от кровли к подошве возрастает от 25–35 до 45–50 % комплементарно уменьшению роли Амф и Опн. Клинопироксен и, иногда, плагиоклаз присутствуют в незначительных количествах. В породах отмечены участки с убогой сульфидной вкрапленностью. В арéal входят также небольшие по размерам (первые десятки метров) дайко– и плитообразные тела измененных перидотитов и пироксенитов, иногда включающие многочисленные ксенолиты вмещающих пород.

Мелкие тела между речья Гарм–Чашма – Южный Актайляк представлены амфиболовыми плагиоперидотитами и плагиоклаз–содержащими горнблендитами. Одно из тел (до 40 м протяженностью и $M \sim 15-20$ м) сложено плагиоперидотитами и оливиновыми меланоноритами, иногда содержащими до 10–15 % бледно–коричневого Амф. Оливин ($f = 18-21,3 \%$) с включениями Хр–Шп частично замещен ортопироксеном. В переменных количествах присутствуют ксеноморфный зональный Пл (27–60 % Ан), Би, изредка Кпл.

На водораздельном хребте рек Гунт и Токузбулак (100–101 км шоссе Хорог–Ош) обнажена серия мелких, от 3–5 до 10–15 м в поперечнике, тел, сложенных преимущественно измененными ортопироксенитами. Вмещающими породами являются интенсивно мигматизированные гнейсо–тоналиты гунтского, а также более поздние по отношению к ним теневые мигматиты аличурского комплексов. В отличие от вышеописанных интрузивов возрастные взаимоотношения имеют здесь сложный характер. Тела пироксенитов явно будинированы и конформны с гранитогнейсовым метатектом. В то же время наблюдаются признаки их внедренной природы. К ним относятся: 1) прерывистость эндоконтактовых зон биотитизации, образование которых обычно связывают с диффузионным обменом на магматической стадии /192/; 2) особенности поведения петрогенных окислов, характеризующихся падением концентраций Na, Ca и возрастанием K в пироксенитах по направлению к контакту и прямо противоположными тенденциями этих элементов в экзоконтакте (рис.37); 3) наличие маломощных (1–1,5 см) контактово–анатектических жил Гип–Би–плагиогранитов, полностью аналогичных описанным выше (см. раздел 2.3.2). Эти признаки позволяют говорить о синконсолидационной природе, по крайней мере, ранних интрузий тупондаринского комплекса.

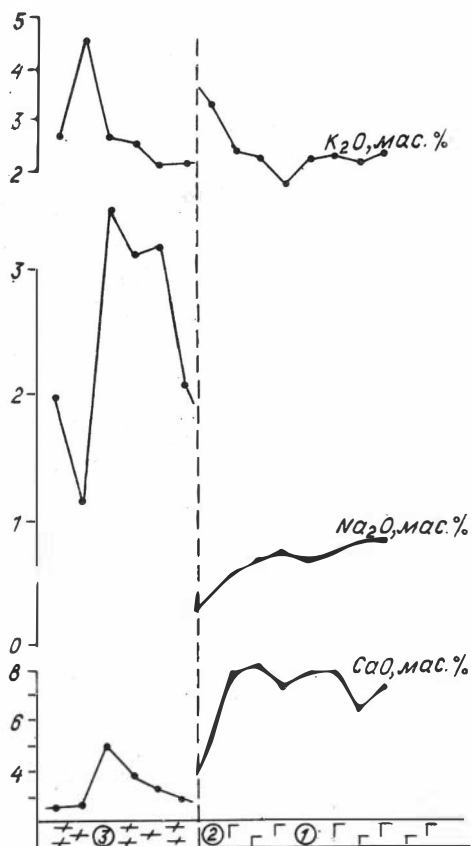


Рис.37. Поведение щелочей и извести в контактовой зоне пироксенитов тупондаринского комплекса в массиве, расположенном на 100 км шоссе Хорго-Ош:

1 - пироксениты, 2 - их эндоконтактная зона, обогащенная флогопитом ($M \sim 5$ см); 3 - вмещающие гнейсограниты.

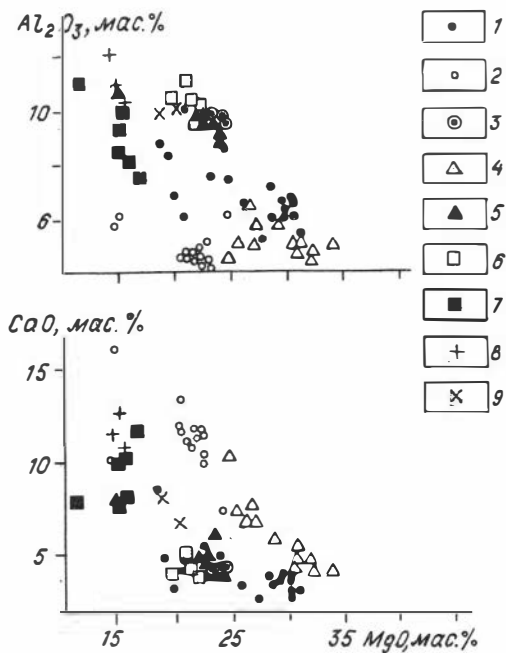


Рис.38. Диаграммы Al_2O_3 , CaO - MgO для пород тупондаринского комплекса. Интрузивы: 1 - Тупондара, 2 - Анджиндара, 3 - Варджиндара, 4 - Северный Актаяк, 5 - Гарм-Чашма, 6 - IOI км, 7 - IOO км шоссе Хорго-Ош, 8 - стрелка Гунт-Токузбулак, 9 - Оксай.

Вещественная характеристика. По химическому составу (табл.44), породы тупондаринского комплекса подразделяются на ультрамафитовую, субультрамафитовую и меланомфитовую петрографические группы, согласно классификации А.Ф.Белоусова и др. /16/. Ультрамафиты и субультрамафиты имеют умеренно высокомагнийный и умеренно натриевый состав, высокоглиноземистые; от весьма- до низкотитанистых. Для большинства пород характерна умеренно низкая щелочность, причем содержания K_2O и Na_2O (см. табл.44) довольно близки, и иногда калий даже преобладает над натрием. Отметим, что содержания этих элементов значимо не коррелируются. Эти особенности и широкие вариации содержаний K_2O в эндоконтактах, вероятнее всего, объясняются, как и в случае субультрамафитов султарсдаринского комплекса (см. раздел 2.3.2), диффузионным привнесом щелочей на поздних стадиях кристаллизации расплавов. Отличительными особенностями состава оливин-амфи-

Средний химический состав пород тупондарянского перидотит-пироксенитового комплекса (мас.%, пересчитанные на сухую основу)

№ п/п	Интрузив	N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	FeO	Fe ₂ O ₅
1	Тупондара	2I	46,25	0,52	7,25	3,9I	9,98	0,15	25,79	3,99	1,0I	1,05	13,49	0,II
			4,05	0,II	1,40	4,87	1,5I	0,02	4,30	1,23	0,43	0,49	4,28	0,04
2	Анджндара	I4	51,II	0,38	4,97	1,47	8,03	0,16	20,80	II,34	0,68	0,97	9,35	0,II
			2,53	0,07	0,73	0,48	1,12	0,02	2,83	1,90	0,15	0,20	1,25	0,02
3	Северный Актай-ляк	I2	46,09	0,35	5,30	1,89	9,90	0,15	29,07	6,17	0,51	0,50	11,60	0,07
			1,70	0,08	0,61	0,31	1,02	0,04	2,92	1,79	0,16	0,30	0,95	0,03
4	Гарм-Чашма	7	49,08	0,61	9,87	1,82	8,32	0,10	21,90	5,39	1,52	1,25	9,36	0,14
			1,28	0,08	0,60	0,17	0,40	0,01	3,19	1,27	0,15	0,87	0,51	0,08
5	101 км шоссе Хорог-Ош	4	49,59	0,52	10,56	2,03	8,94	0,10	21,49	4,47	0,50	1,70	10,77	0,09
			0,49	0,03	0,68	0,02	0,05	0,00	0,56	0,54	0,09	0,54	0,07	0,01
6	100 км шоссе Хорог-Ош	4	55,69	0,71	9,10	1,02	6,46	0,11	15,44	9,83	0,55	1,01	7,38	0,08
			1,97	0,16	1,07	0,68	1,05	0,01	0,71	1,61	0,06	0,28	0,49	0,02
7	Ультрамафиты (общая выборка)	18	45,02	0,39	5,89	2,39	10,59	0,15	30,10	4,01	0,72	0,66	12,73	0,09
			1,57	0,09	0,81	1,01	1,08	0,03	1,52	0,92	0,33	0,30	1,28	0,03
8	Субультрамафиты (общая выборка)	42	49,24	0,51	7,65	2,05	8,69	0,14	22,50	7,01	0,98	1,12	10,53	0,11
			1,95	0,14	2,46	1,33	1,01	0,03	2,16	3,03	0,51	0,49	1,82	0,04
9	Мафиты (общая выборка)	13	54,09	0,74	9,85	1,39	6,44	0,14	14,32	10,28	1,07	1,55	7,69	0,13
			3,21	0,19	2,36	0,71	0,95	0,04	2,09	2,33	0,63	0,81	1,11	0,07

Примечание. Над чертой - среднее арифметическое, под чертой - среднее квадратичное отклонение. Таблица составлена по материалам А.И.Глотова, М.М.Малих, В.Н.Колеснякова.

боловых вебстеритов Анджндары и амфиболовых перидотитов Северного Актайляка являются умеренно низкая глиноземистость и повышенное содержание CaO (рис. 38, табл.44), причем вторые часто обладают весьма низкой щелочностью. В различной степени измененные и загрязненные кислым материалом породы, отвечающие меланомафитовой группе, по составу варьируют от низко- до умеренно щелочных; магневые, крайне низкоглиноземистые с низким содержанием титана.

Содержания элементов-примесей в породах приведены в табл.45, а особенности геохимии комплекса обсуждались нами ранее /51/. Установлено, что повышенные концентрации Sr в перидотитах интрузивов Тупондара, Северо-Актайлякского ареала и пироксенитах Анджндары определяются присутствием его в хромшпинелидах, включенных в оливин. Наиболее высокие концентрации V отвечают интрузивам с ведущей ролью в породах Амф и Клп. Поведение Си связано главным образом с распределением сульфидов. Содержание стронция отвечает уровню его в других ультрабазит-базитовых ассоциациях /50/ и закономерно увеличивается в плагиоклаз-содержащих породах. Рубидий присутствует в повышенных количествах и коррелируется с содержанием калия. В целом для комплекса характерны высокие Rb-Sr-отношения, что, вероятно, связано с привнесом рубидия совместно с калием при диффузионном обмене на поздних стадиях кристаллизации расплава.

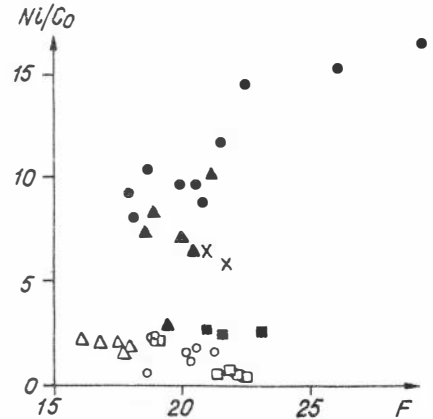
Особый интерес представляет геохимия Ni и Co. Повышенные содержания этих элементов отмечаются только в породах Тупондара и связаны с присутствием здесь сульфидов (см. табл.45). В других интрузивах содержания их несколько ниже, чем в ультрамафитах и габброидах никеленосных ассоциаций /49,164/. При анализе Ni-Co-отношения выделяется группа интрузивов, обедненная никелем относительно кобальта (рис.39). Для оруденелых пород Тупондара, повышенная железистость которых отражает количество сульфидов, на графике выявился характерный тренд, обусловленный распределением Ni и Co в сульфидной фазе. Эти особенности геохимии пород хорошо увязываются с содержанием Ni в оливине, повышенные концентрации которого установлены также в оливинах из интрузивов Тупондара, Гарм-Чашма и Оксай.

Средние содержания элементов-примесей (г/т) и серы (мас.%) в породах тупондаринского комплекса

№ п/п	Интрузив	n	Ni	Co	Cu	Cr	V	Sr	Rb	S
1	Тупондара	10	1743	142	558	1650	95	135	32	1,17
			800-3800	95-230	100-2400	1400-2000	80-120	100-190	22-52	0,18-3,03
2	Анджидара	8	113	67	74	1525	204	146	34	0,38
			20-150	30-80	20-110	1400-1700	180-290	120-200	27-44	0,01-0,56
3	Северный Актаялык	5	182	97	60	2320	196	152	26	0,36
			130-240	81-112	36-110	1900-2500	80-390	110-220	8-43	0,26-0,44
4	Гары-Чашма	5	699	87	106	774	100	226	38	0,19
			530-1060	81-102	64-220	660-910	80-120	220-230	29-51	0,11-0,48
5	101 км шоссе Хорог-Ош	4	35	54	16	528	120	173	58	0,04
			31-39	49-57	7-28	480-580	100-140	170-180	27-98	0,01-0,07
6	100 км шоссе Хорог-Ош	3	93	39	27	667	183	273	47	0,013
			82-100	38-40	8-43	570-730	160-210	210-350	26-64	0,01-0,02

Примечание. Над чертой - среднее арифметическое, под чертой - пределы вариаций частных определений.

Рис. 39. Зависимость Ni-Co-отношения от коэффициента фракционирования (F) для пород тупондаринского комплекса. Усл. обозн. см. на рис. 38.



Распределение РЗЭ в породах комплекса, с заметным обращением легкими лантаноидами, отвечает распределению их в субщелочных континентальных базальтах и базальтах океанических островов (см. рис. 23). Отсутствие европейской аномалии согласуется с высокой меланократовостью пород при незначительной фракционной роли плаггиоклаза, а пониженные La-Yb- и Ce-Yb-отношения в пироксенитах на 101 км шоссе Хорог-Ош (4,9 и 10,5 соответственно) по сравнению с Тупондарой (8,4 и 20,3), очевидно, связаны с концентрацией тяжелых РЗЭ в ортопироксене.

Минеральные парагенезисы в породах тупондаринского комплекса можно подразделить на ранний (кумулясный), кристаллизовавшийся на уровне промежуточного очага, и поздний, формировавшийся из остаточного расплава при становлении интрузивных тел. Ранний парагенезис, в соответствии с последовательностью выделения, включает Хр-Шп+Ол+Опи, поздний - на уровне интрузивной камеры представлен Клп+Амф±Пл±Ап±Рудн±Кв.

О л и в и н образует идиоморфные и частично замещенные Опи зерна, обычно с включениями Хр-Шп. Состав его отвечает хризолиту с железистостью $f = 15,3-29,5\%$ (табл. 46). По содержанию Ni оливины комплекса развиваются на две

Состав минералов из пород тупондаринского комплекса (мас.%)

Компо- ненты	Ол								Опи		
	Г1618	Г1644	Г1648	Г1620	Г1628	702-60	2552	Г1816	Г1641Б	Г1649А	Г1620
SiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	56,00	56,46	55,27
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	0,06
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	1,00	1,07	1,95
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	19,40	23,39	18,53	23,20	23,55	15,40	14,07	18,43	14,81	11,96	12,75
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	41,47	38,76	41,25	38,18	37,41	41,85	43,81	41,94	28,70	30,83	30,27
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	0,86	0,76	0,85
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,03	0,08
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	0,05	0,05
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,05	0,09	0,06	0,00	0,00	0,03	0,24	0,10	-	-	-
Сумма									101,42	101,16	101,28
f, %	20,8	24,5	20,1	25,4	26,1	17,1	15,3	19,8	22,4	17,9	19,1

Окончание табл.46

Компо- ненты	Клп			Амф		Хр-Шп				
	Г1641Б	Г1649А	Г1620	Г1641-1	Г1620	Г1649-3	Г1650-9ц	Г1650-9к	Г1620-1	Г1620-4
SiO ₂	54,12	52,93	54,74	46,96	45,31	-	-	-	-	-
TiO ₂	0,19	0,45	0,09	1,00	0,59	0,11	0,68	0,32	0,29	0,36
Al ₂ O ₃	1,22	2,94	0,33	9,40	11,51	36,49	24,11	26,67	27,58	24,81
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	2,65	1,60	2,02	6,39	14,10
FeO	4,51	3,56	4,05	6,32	6,14	24,13	26,46	25,83	27,03	21,90
MnO	-	-	-	0,13	0,10	0,32	0,49	0,37	0,43	0,42
MgO	16,57	17,02	16,42	18,73	17,84	7,14	5,45	5,72	4,39	7,36
CaO	22,51	20,57	24,31	10,95	12,01	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0,40	0,85	0,09	2,26	2,24	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	0,29	0,80	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,33	1,03	0,13	-	-	26,19	39,73	36,14	30,13	26,86
ZnO	-	-	-	-	-	2,62	1,18	1,36	2,03	1,97
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,81	99,35	100,16	96,04	96,54	99,65	99,70	98,92	98,27	97,78
f, %	13,2	10,5	12,2	16,2	16,2	67,5	74,2	73,1	80,7	72,5

Примечание. Все железо определено как FeO, для хромшпинелидов Fe₂O₃ рассчитано в соответствии со стехиометрией.

группы: с повышенным содержанием, образующие крутой тренд на диаграмме Ni_{Ол}-f_{Ол} (рис.40) и с низким - широко варьирующие по железистости. Как будет показано ниже, эти закономерности связаны с отделением сульфидной фазы. Содержания ni в оливинах не превышают 0,015 мас.%.
Ортопироксен образует отдельные идиоморфные зерна, аллотриоморфные мономинеральные агрегаты в пироксенитах и каймы по оливину. По составу он отвечает бронзиту с железистостью f = 17,1-22,5 %. Бронзиты в перидотитах Тупондары более магнезиальны, чем в пироксенитах Анджидаринского интрузива

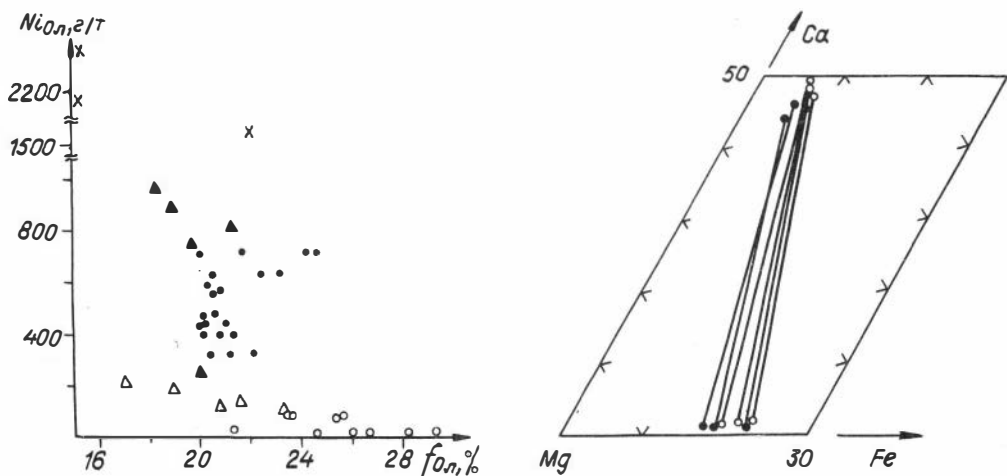


Рис.40. Зависимость содержания никеля в оливинах тупондаринского комплекса от их железистости. Усл. обозн. см. на рис.38.

Рис.41. Состав сосуществующих орто- и клинопироксенов тупондаринского комплекса. Усл. обозн. см. на рис.38.

(см. табл.46). Из этой таблицы и рис.41 видно, что железистость бронзитов коррелируется с железистостью сосуществующих Клп.

Моноклинные пироксены в породах комплекса присутствуют эпизодически, чаще в виде кайм по Опи, но в Анджиндаринском интрузиве количественная роль их возрастает до 20–30%. Клинопироксены Тупондары по составу отвечают субкальциевому диопсиду, по Н.Л.Добрецову и др. /195/, и содержат больше титана, глинозема, натрия и хрома, чем диопсиды Анджиндары (см.табл.46).

Магматический амфибол присутствует в породах большинства интрузивов, заполняя интерстиции и нередко образуя ойкокрсты с включениями кумульных минералов. Обычно идиоморфен по отношению к Пл, в шлифах бесцветный или окрашен в бледно-бурые цвета. Состав его отвечает роговой обманке эденит-паргаситового ряда (см. табл.46) с $t = 15,5-18,2\%$. Эдениты Анджиндары характеризуются пониженным содержанием титана.

Плагиоклаз в породах ксеноморфен по отношению к темноцветным минералам, зонален (70–26% Ан), вместе с позднемагматическим Би заполняет интерстиции.

Биотит, кроме позднемагматического, представлен наложенной генерацией, образуя пойкилобласти по агрегатам темноцветных минералов.

Хромшпинелиды наблюдаются только как включения размером 0,1–0,2 мм в оливине и нередко сохраняют идиоморфные очертания, являясь ликвидусной фазой. В составе их преобладают шпинелевый и хромитовый миналы (пикрохромит), в небольших количествах присутствуют магнетит и ульвит (см. табл.46). На диаграмме магнезиальность – хромистость хромшпинелиды отвечают полю дифференцированных интрузий. В составе их из пород Анджиндары несколько увеличивается доля магнетитовой и ульвитовой компонент (рис.42, а, б). Отличительным признаком является высокое содержание ZnO (1,1–2,6 мас.%), входящего в состав минерала в виде франклинитового минала, судя по значимой корреляции Zn и Fe^{2+} . По-видимому, высокоцинковый состав их связан с повышенным содержанием цинка в

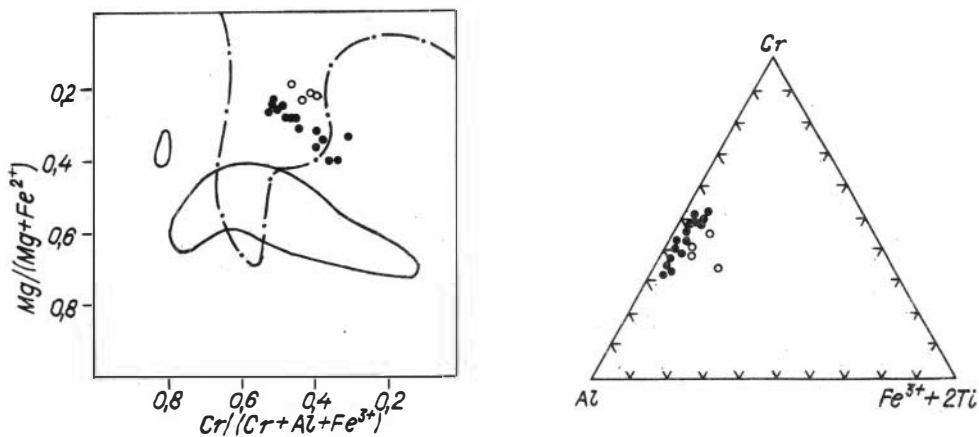


Рис.42. Состав хромшпинелидов из пород тупондаринского комплекса. Усл. обозн. см. на рис.38.

исходной магме и кристаллизацией хромшпинелидов до перераспределения цинка в позднее отделившийся сульфид.

Петрологический аспект формирования комплекса и медно-никелевого оруденения. Приведенный выше геохимический и минералогический материал показывает, что становление тупондаринского комплекса происходило стадийно, и для объяснения закономерностей состава необходимо привлечь модель последовательного внедрения порций расплава, содержащего ранние кристаллические фазы, из дифференцирующегося промежуточного очага /51/. Исходный расплав имел высокомагнезиальный состав с железистостью не более 37,5 %, как показал расчет по составу ликвидусного оливина ($f_{O_2} = 15$ мол.%) с использованием коэффициента распределения $K_{(Fe/Mg)}^{O_2} : (Fe/Mg)^{распл.} = 0,3 / 329$ /. При кристаллизации его в условиях глубинного промежуточного очага на ликвидусе выделялись хромшпинелид и высоконикелистый оливин, зафиксированный в интрузивах Тупондара, Гарм-Чашма и Оксай (см. рис.40). Несколько позже, но на ранней же стадии эволюции очага, произошло насыщение магмы серой с отделением сульфидной фазы, связавшей часть никеля и железа с обеднением ими силикатной части. В дальнейшем кристаллизовались низконикелевые оливины, дающие на диаграмме пологий тренд, принесенные остаточным расплавом в виде кумулата (Северо-Актайлкские и Анджиндаринский интрузивы).

Эта последовательность выделения силикатных и сульфидной фаз и формирования интрузивных тел подтверждается анализом Ni-Co-отношений в породах. Из экспериментальных данных известно /54, 212, 279, 325/, что отделившийся сульфид концентрирует в большей степени никель ($K_{Ni}^{сул./сил.} = 240-420$), чем кобальт ($K_{Co}^{сул./сил.} = 48-220$), пропорционально обедняя ими силикатную часть. Поэтому Ni-Co-отношение в силикатной системе должно быть выше до насыщения серой по сравнению с силикатной составляющей после отделения сульфидной фазы. На рис.39 хорошо видно, что породы интрузивов тупондаринского комплекса, содержащих ранний высоконикелевый оливин (Тупондара, Гарм-Чашма, Оксай), имеют $Ni/Co > 5$ и отчетливо отделяются от пород остальных интрузивов, кумулусный парагенезис которых кристаллизовался после отделения сульфида. Наиболее высоконикелевый и железистые составы отвечают оруденелым образцам в соответствии с распределением Ni и Co в сульфидах и их количеству. Еще раз подчеркнем, что хромшпинели

комплекса обогащены цинком, чего, вероятно, не произошло бы после сульфуризации в результате перераспределения халькофильного цинка в сульфидную фазу.

Оценки температур по Ол-Шп-равновесиям и двупироксеновому геотермометру /239,330/ дают соответственно интервалы 520–580 и 620–645 °С при заданном общем давлении 3 кбар. Полученные параметры значительно ниже реальных температур кристаллизации, характерных для высокомагнезиальных расплавов, и, очевидно, отражают новые равновесия, возникшие на стадии постмагматического остывания массивов. Обращает на себя внимание согласованность полученных оценок температур по нижнему пределу с оценками температуры Гр-Корд-Би-равновесий в аличурском мигматит-гранитовом комплексе. По-видимому, эта корреляция не случайна и еще раз подчеркивает близость времени формирования позднеэриасовых ультраметаморфогенных гранитов и прорывающих их пикритобазитовых интрузивов, становление которых произошло на фоне прогретой вмещающей среды.

2.3.6. Монцодиорит-гранодиорит-граниты сереташского комплекса, T₃

В отличие от рассмотренных базит-ультрабазитовых и гранитоидных комплексов, эволюция которых в целом отражает стадию становления и отмирания мощного внутрикорового очага над мантийным диапиром (термоаномалией), сереташский калиевый монцодиорит-гранодиорит-гранитный комплекс, вероятнее всего, связан с последовавшими вслед орогенными процессами. Специфической особенностью сереташского комплекса является скачкообразное возрастание щелочности расплавов, в то время как все предыдущие гранитоиды имеют низкощелочной и ультранизкощелочной характер (фашии биотитовых гранитов и гранитов с высокоглиноземистыми минералами /I62,2I8/).

Геологическая позиция. Магматические породы сереташского комплекса, выделенного Р.Т.Беляевой, участвуют в строении Аличурского, Лянгарского и Койтезекского массивов, а также, по-видимому, слагают большую часть труднодоступных для изучения массивов на северо-западе региона (см. рис.2). Морфология этих массивов грубоплитообразная, осложненная неоднократными движениями шарьяжно-покровного стиля. Интенсивность тектонических движений была настолько велика, что, по существу, все магматические, осадочные и метаморфические породы, участвующие в строении массивов, представлены сейчас множеством пластин, мощность которых варьирует от первых десятков до сотен метров. Углы падения плоскостей расслоения и близких к ним элементов катаклаза и разгнейсованности гранитоидов меняется от 0 до 10–20° в южном направлении. Нередко отмечаются и прямо противоположные структурные элементы, что, очевидно, связано с унаследованием тектоническими покровами ундулирующей поверхности автохтона. Общая картина осложняется многочисленными крутопадающими разломами, которые придают отдельным участкам мозаично-блоковое строение.

Тектоническая переработка пород, особенно интенсивная в позднеальпийское время, в ряде случаев привела к совмещению в одних и тех же контурах разновозрастных магматитов. Вместе с тем, о существенном горизонтальном передвижении и формировании массивов в результате произвольного скучивания разновозрастных структурно-вещественных комплексов говорить, по-видимому, нельзя, поскольку наблюдается определенная унаследованность состава магматитов. В свое время это сходство вещественного состава послужило для А.М.Месхи /I66/ основой для их объединения в единую гранодиорит-гранитную формацию мелового возраста (аличур-

ский комплекс). Это представление бытует до сих пор /183-185, 197 и др./, хотя еще в конце 70-х годов Р.Т.Беляевой было доказано полихронное строение Аличурского плутона.

Рассмотрим особенности строения Аличурского плутона, расположенного в южных отрогах Северо-Аличурского хребта между саями Карадемур-Караджилга (рис.43). Этот массив вытянут в субширотном направлении на 50 км и имеет общую площадь более 650 км². Его внутреннее строение можно представить как серию покровных пакетов, полого падающих в южном направлении и разделенных, по крайней мере, тремя крупными плоскостями скольжения. К автохтону относится северное обрамление массива, представленное триасовыми мигматит-гнейсами Аличурской зоны (см. раздел 2.3.5) и прорывающими их сильно разгнейсованными Би-Амф-гранитоидами, обогащенными сфеном. От стратифицированных отложений Юго-Восточного Памира те и другие отделены серией частных разрывов-надвигов, поэтому их автохтонное (в тектоническом смысле) залегание можно принять только условно, относя его на предальпийское время.

Первый покровный пакет расположен к югу от автохтона. Он включает в себя гранитоиды сереташского комплекса, практически идентичные по минеральному составу с Би-Амф-гранитоидами автохтона, но в меньшей степени подверженные катаклазу и разгнейсованию. Ориентировка структурных элементов в тех и других гранитоидах совпадает. К этому же покровному пакету следует отнести монцогаббро-монцонит-гранитную группу комплексов. Для этой мультиплетной ассоциации петрологическими, термобарогеохимическими и геохронологическими исследованиями доказано генетическое родство, обусловленное сближенным во времени ($T = 96,9 \pm 6,6$ млн лет, Rb-Sr-метод) внедрением сначала шшонитовых, затем латитовых расплавов, их внутрикамерной дифференциацией, автосмещением и синтексисом с вторичными гранитными расплавами s-типа /37,39,299/. С гранитоидами сереташского комплекса они имеют как тектонические, так и интрузивные взаимоотношения с резким нарушением гомодромности. Отличаются они и скачкообразным возрастанием температуры даже в породах равной кремнекислотности, что фиксируется по появлению дупироксеновых парагенезисов и по повышению титанистости биотита. Метаморфические породы субстрата устанавливаются здесь в виде многочисленных ксенолитов или обнажаются в эрозийных тектонических окнах. Подчеркнем, что со стратифицированными отложениями Юго-Восточного Памира монцогабброиды и монцонитоиды мелового возраста уже имеют нормальные интрузивные контакты, в то время как сереташские гранитоиды - только тектонические.

Второй покровный пакет выполнен преимущественно карбонатно-терригенными отложениями (Р-Т, J) Юго-Восточного Памира и магматическими породами кыр-кызылрабатской вулканоплутонической ассоциации, находящимися в сложных главным образом тектонических соотношениях. По данным М.А.Тютгина (устное сообщение), вулканические, субвулканические и плутонические тела этой ассоциации относятся к трахиандезит-латит-трахидацит-риолитовой петрохимической серии и выполняют узкую приразломную депрессию, заложенную в палеогене и позднее частично сорванную позднеальпийскими подвижками. Третий покровный пакет сложен натровыми гранитоидами южноаличурского комплекса (T_3), прорывающими метаморфиты Булункульской зоны КЭП (см. раздел 2.1.2). Северная граница этого покровного пакета проведена по надвигу позднеальпийского заложения, на что указывает участие в его составе неогеновых конгломератов, южная - скрыта четвертичными наносами Аличурской долины. На левом борту Чулактеке тоналиты прорваны штоком монцонит-порфира мелового или палеогенового возраста.

Таким образом, в строении Аличурского полихронного плутона принимают уча-



Рис.43. Геологическая схема Аличурского плутона. Составлена с использованием материалов Р.Т.Беляевой и А.Г.Владимирова /37/:

I – ледники; 2 – четвертичные отложения; 3 – неогеновые конгломераты; 4 – нерасчлененные карбонатно-терригенные отложения (Р-Л) Крайней зоны ЮВП; 5 – пара- и ортометаморфические породы ($T_3/AR?$) Аличурской зоны ЮЭП; 6 – пара- и ортометаморфические породы ($T_3?/AR?$) Будункульской зоны ЮЭП. Эффузивно-интрузивные образования (от ранних): 7 – аличурский тоналит-гранитный комплекс, T_3 ; 8-II – сереташский комплекс, T_{3n} (8 – гнейсовидные Би-Амф-гранитоиды северного обрамления плутона, прорывающие субстрат Аличурской зоны; 9 – монцодиориты I-й фазы, 10 – кварцевые монцодиориты 2-й фазы и II – гранодиориты 3-й фазы, входящие в состав тектонического покрова); 12-17 – базаррык-акджарская мультиплетная ассоциация, K_{I+2} (12 – монцобагброиды I-й фазы и 13 – монцодиориты и монцониты 2-5-й фаз акджилгинского комплекса, 14 – монцодиориты I, 2-й фаз, 15 – монцониты и гранодиориты 3, 4-й фаз и 16 – граниты и аляскиты 5, 6-й фаз базаррыкского комплекса, 17 – кордиеритовые гранодиориты и граниты I, 3-й фаз акджарского комплекса); 18, 19 – кыр-кызылрабатская вулканоплутоновая трахиандезит-латит-риолит-монцонит-гранитная ассоциация, P (18 – эффузивно-субвулканическая, 19 – гипабиссальная фации); 20 – надвиги первого порядка позднеальпийского заложения; 21 – прочие разрывные нарушения, нерасчлененные.

стие четыре разновозрастные магматические ассоциации: тоналит-гранитная (T_3), монцодиорит-гранодиорит-гранитная ($T_3?$), монцогаббро-монцонит-гранитная (K_{I+2}), трахиандезит-латит-риолит-монцонит-гранитная (P). За исключением наиболее ранних тоналитов, которые были тектонически приращены к Аличурскому плутону в позднеальпийское время, все остальные обнаруживают определенную унаследованность состава, хотя и отличаются по геодинамическим обстановкам формирования. Меловые и палеогеновые гранитоиды имеют рифтогенную природу и прослеживаются в виде отдельных массивов, дайковых поясов и вулканоплутонических структур на десятки и сотни километров в восточном направлении, накладываясь на структурно-формационные зоны Юго-Восточного, Рушано-Шартского Памира и Китая /37,232/. Сереташские гранитоиды приурочены только к Аличурской и Булункульской зонам ЮЭП.

На автономность сереташского комплекса указывают также особенности строения Лянгарского массива. По данным полевых наблюдений А.Р.Баратова и петрографических исследований А.Г.Владимирова, этот массив сложен только гранитоидами сереташского комплекса*. По морфологии - это плитообразное тело, южный контакт которого сорван Ящилькульским надвигом альпийского заложения, а северный - имеет внедренную природу. Несмотря на усиливающуюся гнейсовидность, ориентировка которой в целом совпадает со структурными элементами вмещающих мигматит-гнейсов Аличурской зоны, интрузивные пересечения неоднократно наблюдались геологами. По свидетельству Э.С.Чернера (устное сообщение) их первое описание было дано Г.В.Кузнецовым в начале 60-х годов, что нашло отражение на всех изданных в последние годы геологических картах /47/.

Возраст. Гранитоиды сереташского комплекса прорывают абиссальные граниты и мигматиты Аличурской зоны, датированные поздним триасом, сами, в свою очередь, срезаются монцонитоидами мелового возраста, а также более поздними альпийскими стресс-гранитами памирского комплекса (Ящилькульский массив). Со стресс-гранитами шугнанского комплекса (T_3), развитыми в Шахдаринской и Корумдинской зонах ЮЭП, нигде не соприкасаются. Исходя из тесной пространственной сопряженности с раннекимерийскими структурно-вещественными комплексами стадии гранитообразования над мантийным диапиром (см. разделы 2.2 и 2.3), формирование сереташского комплекса может быть связано с отжимом расплавов из глубинной зоны, расположенной непосредственно над термоаномалией, в результате тектонического расслоения, сдавливания и погружения верхних слоев коры. Поскольку этот процесс на Южном Памире отвечает поздненорийской фазе складчатости /72/, то возраст сереташского комплекса условно принимается поздненорийским. Многочисленные калий-аргоновые датировки (определения Л.И.Агеевой, ИГиН АН Таджикистана, по пробам Р.Т.Беляевой) укладываются в интервал 100-110 млн лет и, вероятнее всего, отражают время меловой активизации региона, которой соответствует формирование высокотемпературных монцонитоидных ассоциаций /37/.

Вещественная характеристика. Последовательность формирования сереташского комплекса сводится к простому гомодромному ритму. В Аличурском плутоне выделены четыре интрузивные фазы (табл.47,48): м-з, с-з Би-Амф-монцодиориты ($\sim 0,1 \text{ км}^2$); с-з Би-Амф-кварцевые монцодиориты ($9,5 \text{ км}^2$); с-з, к-з, Амф-Би-гранодиориты (103 км^2); жильные граниты и аплиты. От ранних к поздним интрузивным фазам

* Р.Т.Беляева в его составе выделяет еще собственно лянгарский гранит-лейкогранитный комплекс. Однако сравнение вещественного состава, свидетельствующее об идентичности петрохимических трендов, отсутствие нарушений гомодромности между фазами, а также тот факт, что граниты лянгарского петротипа больше нигде не известны, позволяет рассматривать их в качестве поздней фазы сереташского комплекса.

Средний химический состав (мас.%) магматических пород сереташского монцодиорит-гранодиорит-гранитного комплекса (Южный Цамфир)

Фаза		N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.л.п.	Г ₂ O ₅
<u>Лянгарский массив</u>													
1	М-з Би-Амф-монцодиориты	3	59,51	1,05	17,09	5,46	0,13	2,96	5,75	2,27	3,00	2,53	0,27
2	С-з Би [±] Амф-гранодиориты	38	67,28	0,62	15,17	3,60	0,13	1,66	3,66	2,44	3,85	1,40	0,18
			1,25	0,07	0,45	0,41	0,12	0,22	0,39	0,16	0,44	0,32	0,03
3	С-з, Би-лейкогранодиорит и Граниты	15	68,31	0,56	14,96	3,19	0,12	1,40	3,21	2,54	4,06	1,47	0,18
			0,93	0,07	0,31	0,37	0,01	0,23	0,48	0,23	0,43	0,33	0,02
4	С-з, к-з жильные Би-граниты	7	70,33	0,48	14,75	2,55	0,12	0,94	2,33	2,61	4,69	1,01	0,19
			1,91	0,14	0,58	0,72	0,01	0,30	0,80	0,31	0,59	0,19	0,03
<u>Алчурский массив</u>													
1	М-з, Би-Амф-монцодиориты	6	56,78	0,92	16,25	6,41	0,17	4,57	6,58	2,23	3,51	2,01	0,32
			2,18	0,18	1,78	0,46	0,11	0,12	0,49	0,32	0,61	0,74	0,13
2	С-з, Би-Амф-кварцевые монцодиориты	7	62,63	0,78	16,38	4,52	0,09	2,30	4,71	2,63	3,74	1,67	0,24
			0,68	0,03	0,74	0,30	0,01	0,51	0,35	0,23	0,32	0,36	0,03
3	С-з, к-з Би [±] Амф-гранодиориты	8	66,08	0,68	15,20	4,40	0,09	1,70	3,88	2,59	3,91	1,13	0,19
			0,63	0,07	0,51	0,43	0,01	0,28	0,66	0,19	0,34	0,32	0,06
4	С-з, к-з жильные граниты	7	71,54	0,26	13,92	2,27	0,03	0,55	2,06	2,86	5,14	1,24	0,16
			2,11	0,09	0,99	0,58	0,01	0,27	0,70	0,76	0,46	0,48	0,09
5	Апциты	1	74,02	0,14	13,86	0,75	0,01	0,13	1,31	3,20	5,94	0,62	0,23

Примечание. Расчет средних выполнен по материалам А.Р.Баратова (Лянгарский массив) и Р.Т.Беляевой /37/ (Алчурский массив). Над чертой - среднее арифметическое, под чертой - среднеквадратичное отклонение.

происходит закономерное увеличение кремнекислотности и калиевоности пород, одновременно укрупняется их зернистость. Темноцветные минералы остаются однотипными во всех интрузивных фазах: зеленая роговая обманка, буро-коричневый биотит, причем по мере роста SiO₂ биотит становится преобладающим минералом. Характерно постоянное присутствие сфена (до 2-3 %). Последний образует довольно крупные (до 2-4 мм) идиоморфные зерна, а его присутствие является одним из важных полевых диагностических признаков сереташского комплекса.

В Лянгарском массиве, наряду с перечисленными петрографическими разностями, появляются поздние Би-граниты (35 км²) и их жильные производные.

Монцодиориты самостоятельных тел не образуют. Они установлены только в виде ксенолитов среди поздних кварцевых монцодиоритов и монцогранодиоритов. Это темно-серые, плотные, часто разгнейсованные породы, сложенные м-з агрегатом Пл 40-50 %, Кпш 15-20 %, Амф 15-20 %, Би 5-8 % и Кв 3-5 %. В некоторых разностях Би преобладает над Амф. Аксессуарные минералы: Сф, Ап, Ил, Пир, Цир. Структуры монцитовые, пойкиломонцитовые. Плагноклаз представлен тремя генерациями. К первой относятся резорбированные ядра битовнита (87-85 % Ан). Частота встречаемости - 5-10 зерен на I шлиф. Они свободны от каких-либо включений иных минеральных фаз, сильно сосюритизированы (рис.44). Вторая генерация (преобладающая) представлена субидиоморфными кристаллами слабозонального лабрадора (55-40 % Ан). Последним кристаллизуется андезин-лабрадор (42-27 % Ан), который образует как самостоятельные мелкие кристаллики внутри позднемагматического Кпш, так и внешние каймы, обрастающие ранние генерации Пл. Буро-коричневый Би (f = 44 %, l = 19, табл.49) и зеленый Амф актинолит-эденитового ряда (f = 39-43 %) кристаллизовались одновременно, но позже плагноклаза П. Они дают субидиоморфные кристаллы в кварц-калшпат-андезиновой матрице. Общая последовательность выпадения минералов отвечает следующему ряду: Пл I → → Пл II → Рог, Би, Пл II, Ил, Ап → Кв, Кпш, Пл III, Би?, Сф, Ап, Цир.

Таблица 48

Средние содержания (мас.%) и редких элементов
в магматических породах сереташского комплекса (Аличурский массив)

Фаза	N	F	B	Li	Rb	Sr	Ba	Sn	W	Mo	Cr	V	Ni
1	6	<u>0,12</u>	<u>22</u>	<u>28</u>	<u>129</u>	<u>635</u>	<u>1260</u>	<u>6,6</u>	<u>5,3(5)</u>	<u>1,5(5)</u>	<u>120(5)</u>	<u>178(5)</u>	<u>7,7(5)</u>
		0,04-0,14	15-28	15-33	95-153	450-696	730-1620	1,2-8,5	5-5,5	1,4-1,6	50-180	120-220	24,3-13,3
2	7	<u>0,08</u>	<u>16</u>	<u>32</u>	<u>126</u>	<u>560</u>	<u>1108</u>	<u>6,2</u>	<u>5,0(4)</u>	<u>1,4(4)</u>	<u>55(5)</u>	<u>88(5)</u>	<u>4(5)</u>
		0,06-0,09	4-24	28-40	110-135	478-820	918-1270	3,0-7,8	сл.-5	сл.-1,3	50-67,5	80-100	
3	8	<u>0,08</u>	<u>18</u>	<u>49</u>	<u>157</u>	<u>482</u>	<u>800</u>	<u>7,0</u>	<u>5(5)</u>	<u>1,7(4)</u>	<u>38(5)</u>	<u>62(5)</u>	<u>9(5)</u>
		0,05-0,10	4-30	29-70	130-174	360-710	360-1100	6-8	4,7-5,5	сл.-2,2	25-47,5	20-120	
4	7	<u>0,06</u>	<u>24</u>	<u>27</u>	<u>194</u>	<u>276</u>	<u>732</u>	<u>5,8</u>	<u>4,1(5)</u>	<u>1,7(6)</u>	<u>24(6)</u>	<u>25(6)</u>	<u>4(6)</u>
		0,03-0,11	4-35	18-54	188-240	113-570	273-1300	3-8	2,3-4,8	1,5-1,9	19,5-25	20-40	

Примечание. Интрузивные фазы: 1 - м-з Би-Амф-монциодориты, 2 - с-з Би-Амф-кварцевые монциодориты, 3 - с-з, к-з Би[±]Амф-гранодиориты, 4 - жильные граниты и лейкограниты. При расчете средних использованы материалы Р.Т.Беляевой и А.Г.Владиминова /37/. Над чертой - среднее арифметическое, под чертой - пределы вариаций частных определений. В скобках указано число определений для данного элемента.

Рис.44. Морфология и особенности состава пятнисто-зональных кристаллов плагиоклаза из магматических пород сереташского комплекса (Аличурский плутон).

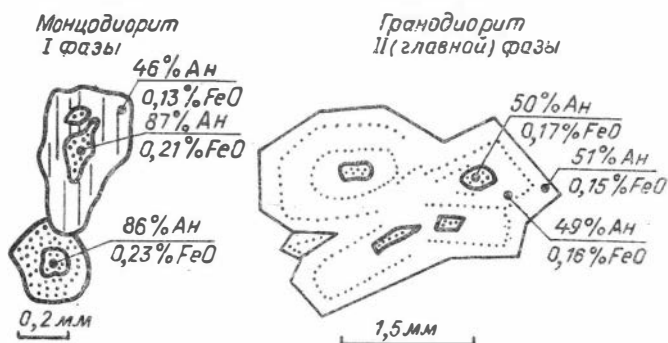


Таблица 49

Химический состав (мас.%) минералов триазовой монодиорит-гранодиорит-гранитной ассоциации Аличурской зоны (сереташский комплекс)

Компо- ненты	Аличурский массив						Лянгарский массив				
	Монодиорит. Би-Амф		Кварцевый Би-Амф-моно- диорит		Би-Амф-гранодиорит		Би-Амф-грано- диорит		Би-гранит		
	5088		4945		3294	3432	9179/2	9159	1584	9156	
	Амф	Би	Амф	Би	Би	Би	Би	Би	Би	Би	
SiO ₂	44,68	37,18	44,81	36,65	36,10	36,69	36,21	35,24	36,14	36,10	36,80
TiO ₂	1,07	3,60	1,38	3,25	4,58	4,02	4,41	4,72	4,12	3,80	3,65
Al ₂ O ₃	8,68	14,15	8,50	14,28	13,87	14,12	14,15	13,50	13,47	14,82	13,90
FeO	15,98	17,37	17,13	20,30	20,36	20,50	20,62	21,05	22,05	22,04	21,75
MnO	0,47	0,27	0,53	0,35	0,39	0,29	0,37	0,50	0,43	0,35	0,26
MgO	11,71	12,25	10,50	11,46	9,95	10,04	9,97	10,10	9,80	9,92	10,11
CaO	11,83	0,06	11,53	не обн.	не обн.	не обн.	0,03	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
Na ₂ O	1,23	0,06	1,16	0,16	0,17	0,11	0,15	0,17	0,13	0,21	0,17
K ₂ O	1,10	8,98	1,11	9,34	9,50	9,32	9,30	8,69	8,82	8,82	8,34
Сумма	96,75	93,92	96,65	96,76	94,49	94,94	95,03	93,77	94,96	96,06	94,98
г. %	43	44	47,8	50	53	54	54	68	69	67	68

Примечание. Анализы выполнены по образцам Р.Т.Беляевой и А.Р.Баратова.

Кварцевые монодиориты отличаются от вышеописанных пород некоторым укрупнением зернистости и повышенным количеством кварца. Как и следовало ожидать, в них увеличивается железистость Ро_г (47-48 %) и Би (49 %).

Гранодиориты с-з, к-з, иногда порфировидные породы серой или светло-серой окраски. Минеральный парагенезис (в %): Пл 30-40, Кпш 35-45, Кв 20-25, Би 10-15, Амф 0-5, Кпш 0-0,5, Ап, Цир, Ортит, Ил, Пир. В ряде случаев содержание Сф поднимается до 0,5-2 %. В порфировидных выделениях (5-15 %) отмечается только плагиоклаз, который обычно образует гломеросорстки с закономерным прорастанием крупных и выклиниванием мелких индивидов (см. рис.44). Зональность прямая, редко осцилляционная, с высоким идиоморфизмом оптически видимых зон роста (52-33 % An). Реликтовые ядра редки. Мезостазис имеет гипидиоморфную или монзонитовую структуру, отчетливо распадаясь на два минеральных парагенезиса: ранний (Пл₃₈₋₂₀ + Би₅₃ + Ро_г + Ил) и поздний (Кпш + Кв).

Граниты - с-з, к-з массивные породы светлой окраски. В них увеличивается содержание Кв ~ 30 % и Кпш ~ 40-50 %, исчезает Амф. Коричневый Би имеет более высокую железистость (67-68%). Структурно-текстурные признаки и акцессорная специализация такие же, как в гранодиоритах.

Жильные граниты и аплиты — достаточно редкие породы и, по-видимому, являются дифференциатами различных интрузивных фаз. В одну группу объединены условно из-за отсутствия фактов их пересечения. Общей особенностью является возрастание содержания Кпш в полевошпатовой фракции. В порфиридных жильных разностях иногда сохраняются реликты высококальциевого плагиоклаза (55–48 % Ан).

Петрохимия и геохимия. Оценки среднего состава всех петрографических разновидностей приведены в табл. 47, 48. По систематике Э.П.Изоха /100/ сереташский комплекс относится к калиевой интрузивной серии, в которой K_2O преобладает над Na_2O (мас.%) во всем ряду кремнекислотности. Сумма щелочей возрастает с 5,7–6,5 мас.% в монцодиоритах и гранодиоритах до 8–9 мас.% в жильных гранитах и аплитах. По распределению петрогенных окислов ассоциация распадается на две породные группы: монцодиоритную и гранодиорит–гранитную. Между ними существует статистически значимый разрыв не только по петрохимическим признакам, но и по особенностям редкоэлементного состава.

В сравнении с поздними интрузивными фазами монцодиориты обогащены Sr и Ba, в меньшей степени Sr и V. По этим параметрам, а также спектру РЗЭ (обр. 4945: La = 63,0 г/т; Ce = III,0; Nd = 50,0; Sm = 8,4; Eu = I,62; Gd = 7,5; Tb = 0,93; Tm = 0,4; Yb = 2,1; Li = 0,34; Σ = 244,8 г/т; автор пробы — Р.Т.Беляева, аналитик — Ю.Г.Шипицын) они обнаруживают удивительное сходство с кварцевыми латитами Забайкалья /48/. Нормированный по хондриту график РЗЭ (рис. 45) показывает обогащенность легкими лантаноидами с отношением $La/Yb = 30,7$ и отчетливую отрицательную европиевую аномалию. Характерным признаком монцодиоритов являются также повышенные по отношению к кларкам пород равной кремнекислотности /28,335/ концентрации рудных литофильных элементов — Sn и W.

При переходе к гранитам увеличивается величина $(Li+Rb)/(Sr+Ba)$ до 0,16 – 0,30. По этому параметру, а также концентрациям фтора, эта группа пород сопоставима с гранитами известково-щелочного палингенового ряда /219,220/ или с гранитами стандартного геохимического типа /119/.

В целом эволюционный тренд сереташского комплекса можно охарактеризовать как промежуточный между известково-щелочными сериями — производными тоналитовых и латитовых расплавов (рис. 46).

Обсуждение результатов. По систематике Б.Чаппелла и А.Уайта магматические породы сереташского комплекса относятся к I-гранитам, обладающим диопсид-нормативным химическим составом и содержащими в породообразующей или акцессорной форме известкосоудержающие минералы ($Amf^{+}Cf^{+}$ -ортит). Их специфической особенностью в сравнении с другими гранитоидами Юго-Западного Памира является повышенная щелочность расплавов, что выражается не только в калиевой петрохимической специализации, но и в особенностях биотитов. На диаграмме А.А.Маракушева, И.А.Тарарина /162/ их составы попадают в поле IV, отвечающие биотитам в сиенигах, чарнокитах и щелочных гранитах (рис. 47). Проблема происхождения I-гранитов дискуссионна. К наиболее обоснованным геологическими и петрологическими данными относятся три модели: кристаллизационная дифференциация базальтовых или андезитовых расплавов /104,238/, синтексис базальтовых и кремнекислых расплавов /61,64,194 и др./, палингенное плавление метабазитового или смешанного метапелит–метабазитового нижнекорового субстрата /42,52/. Объединяющим началом для всех моделей является предположение о широком участии базитового вещества в гранитообразовании. Гранитоиды сереташского комплекса также имеют признаки двойственной мантийно–коровой природы. Они содержат резорбированные ядра лабрадор–битовнита (реликты "базитового" парагенезиса), многочисленные мелкие

Рис.45. Распределение РЗЭ в кварцевом монцодиорите сереташского комплекса (Аличурский плутон).

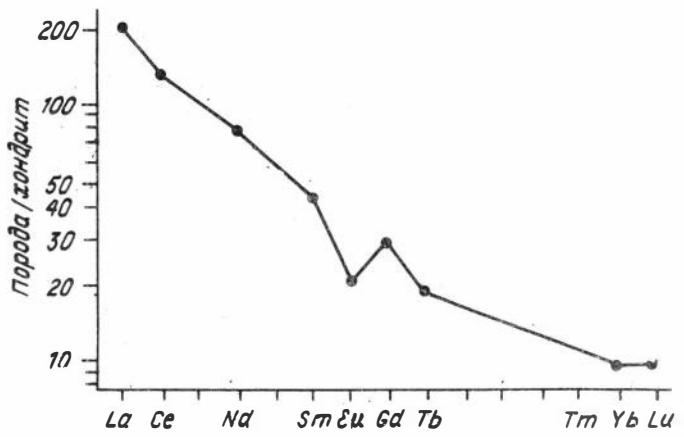


Рис.46. Распределение Rb и Sr в раннемезозойских гранитоидах Аличурского полихронного плутона.

Линия А-А - средний тренд эволюции известково-щелочных тоналитовых (андезитовых) и А' - латитовых (монцодиоритовых) расплавов /238/: I- средние составы по интрузивным фазам (римские цифры) южно-аличурского тоналит-гранитного (Т₃) и 2 - сереташского монцодиорит-гранодиорит-гранитного (Т₃) комплексов.

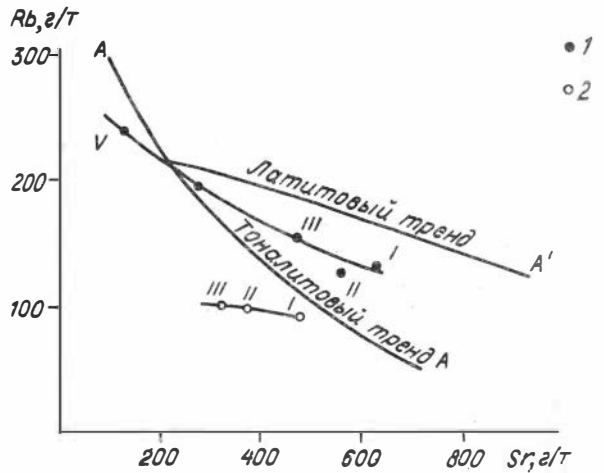
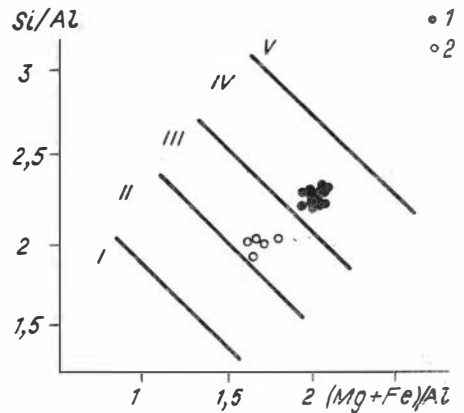


Рис.47. Составы биотитов из магматических пород сереташского комплекса на диаграмме А.А.Маракушева и И.А.Тарарина /162, 218/: I-V - поля составов биотитов из гранитоидов различной щелочности (I - Би[±]Му[±]Корд-граниты, II - Би[±]Гр-граниты, III - Би[±]Амф-граниты, IV - щелочные граниты, чарнокиты, сиениты, V - щелочные граниты и гранит-рапакиви). I - монцодиориты и кварцевые монцодиориты; 2 - гранодиориты и граниты.



включения и более крупные ксеноблоки монцодиоритов, которые по составу элементарны гранитоидной коровой группе. Однако имеющегося фактического материала недостаточно для суждения об их генезисе из-за отсутствия в настоящее время петрографических или петрогеохимических критериев, позволяющих однозначно выбрать ту или иную модель /52,194/. Вместе с тем, очевидно, что ключевую роль в формировании сереташского комплекса играли монцодиоритовые (латитовые) расплавы повышенной щелочности, которые в условиях высокотемпературного прогрева нижней коры могли испытывать смещение с анатектическими гранитными расплавами нормальной щелочности. Определенный вклад вносит, конечно, и кристаллизационная дифференциация в промежуточных очагах /104/.

Появление нижнекоровых латитовых очагов в коллизионной геодинамической обстановке накладывает жесткие ограничения на их генезис. Здесь не могут быть реализованы различные варианты субдукции океанической коры, которые обычно привлекаются для объяснения роста K_2O в андезитовых сериях, развитых в тыловых частях активных континентальных окраин /45,64,224 и др./. Нельзя предположить и существование стационарных, весьма глубинных (интрателлурических) потоков тепла, флюидов и щелочей, которые задают повышенную калиево-щелочность как мантийным, так и палингено-коровым расплавам /99,127,135,146 и др./, и обычно привлекаются для объяснения особенностей магматизма во внутриконтинентальных рифтогенных обстановках /48/. Этому предположению противоречит весь материал по предшествующему гранитоидному магматизму и ультраметаморфизму Аличурской и Булункульской зон, имеющих нормальную или низкую щелочность, а также особенности эволюции состава развитых здесь пикробазитовых расплавов – производных мантийного источника. В последних, наоборот, отмечается падение концентраций калия от ранних домигматитовых интрузий султарсаринского комплекса к поздним постмигматитовых – тупондаринского комплекса, причем повышенная калиево-щелочность, напротив, связывается с поступлением щелочей из вмещающего субстрата на уровне становления или в промежуточных камерах (см. раздел 2.3.2, 2.3.5). Забегая вперед, отметим, что синхронные (T_{2-3}) с ними субщелочные базальты и пикробазальты Юго-Восточного Памира, в наименьшей степени претерпевшие контаминацию коровым материалом, имеют повсеместно натровую или калинатровую специализацию (см. раздел 3.1).

Таким образом, остается предположить, что появление исходных латитовых расплавов не связано напрямую с предшествующей эволюцией флюидного режима, существовавшего на стадии подъема и остывания мантийного диапира. Поэтому обеспечить дополнительный привнос калия в данном случае могли только сиалические блоки, погружившиеся на уровень аномальной мантии в результате коллизии и сдавливания мегачешуй. Возможность опускания корового материала и его преобразования в мантийных условиях для объяснения генерации кремнекислых магм повышенной щелочности допускается Б.А.Литвиновским /150/. Согласно представлениям, а также геофизическим моделям Е.В.Артюшкова /7/ и И.А.Резанова и др. /198/ преобразование корового вещества при Р,Т-условиях, соответствующих аномальной мантии, связано с эклогитизацией гранулит-базитов и с удалением легкоплавких и летучих составляющих. Этот процесс, с одной стороны, должен приводить к калиевому мантийному метасоматозу, с другой – в ещё больших масштабах к активному выносу флюидов, обогащенных некогерентными элементами (К, Sr, Ba), в нижнекоровую область магмообразования. Особенности редкоэлементного состава монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов сереташского комплекса вполне согласуются с такой моделью. Косвенными свидетельствами в пользу сдавливания и частичного удвоения континентальной коры (субдукция Амштуча) служат также следующие факты. Памирс-

ский регион по составу мантийных ксенолитов, выносимых щелочными базальтами, резко отличается от смежных районов Тянь-Шаня /95/. В нём резко преобладают эклогитовые включения. Кроме эклогитовых включений в дункельдыкском комплексе (N) Южного Памира присутствует своеобразный тип Кв-Дист-Гр-гранулитогнейсов, отвечающих Р,Т-параметрам верхней мантии. По данным В.П.Чупина /255/, они содержат включения затвердевшего стекла, их микросондовый анализ указывает на ультракальевые кремнекислые составы, которые могли быть связаны с плавлением корового вещества в мантийных условиях.

Преобладающим геодинамическим режимом Юго-Восточного Памира с позднего палеозоя до юры включительно являлось растяжение коры с формированием сложно-построенного прогиба. Главные черты этого прогиба определяются сочетанием в нём, с одной стороны, окраинно-шельфовых терригенных и терригенно-карбонатных фаций с резко подчиненными вулканитами или их полным отсутствием (Окраинная, Промежуточная, Переходная, Осевая зоны), с другой — рифтогенных терригенно-карбонатно-вулканических фаций с широким развитием олистостром (Периферийная зона). Между собой эти разрезы имеют тектонические взаимоотношения, а их различия связаны не только с особенностями литологического строения толщ, но и с типом метаморфизма и с комплексом сохранившейся фауны (см. разделы 1.2.1 и 3.1).

Наиболее активной в отношении магматизма являлась Периферийная зона. По набору и особенностям вещественного состава магматитов она удивительно сходна с комплексами Аличурской зоны, отличаясь по существу только R, T -параметрами кристаллизации магматических расплавов. Если в Аличурской зоне эрозионный срез ($R \geq 3-4$ кбар) соответствовал абиссальной, то в Периферийной — эффузивно-экструзивной фациям глубинности. Наряду с контрастным бимодальным магматизмом (пикробазальты, базальты повышенной и риодацит-риолиты нормальной щелочности), который указывает на существование двух разноглубинных источников расплавов, здесь как и в Аличурской зоне развиты апогартцбургиты, габброиды и плагιοграниты.

Фазы сжатия на ЮВП, фиксируемые по типу складкообразования, перерывам в осадконакоплении и несогласиям, проявлялись неоднократно в течение позднего палеозоя — раннего мезозоя /72, 197/. Они привели к существенной структурной перестройке стратифицированных комплексов, зеленосланцевому метаморфизму пород и гранитоидному магматизму. Наблюдается определенное отставание между первыми проявлениями толеитового и щелочно-базальтоидного магматизма ($P_{I+2} \sim 275-250$ млн лет), завершившегося относительно слабо выраженной фазой складчатости на рубеже поздней перми и раннего триаса (~ 250 млн лет), и интенсивным бимодальным магматизмом рифтогенного типа Периферийной зоны, максимум которого пришелся на поздний триас, и который, в свою очередь, завершился внутриверхненорийской фазой складчатости ($\sim 230-210$ млн лет). Первой фазе складчатости отвечает преднижнетриасовое несогласие с размывом отложений дорашамского яруса, вторая фаза имеет сквозной характер и отчетливо фиксируется по структурному несогласию и перекрытию нижележащих каменноугольно-триасовых толщ молассовыми, существенно конгломератовыми отложениями верхненорийского яруса. Этому рубежу отвечает максимум проявления орогенных гранитоидов в зоне сочленения с ЮВП, представленных кварц-диорит-тоналит-гранитными, монцодиорит-гранодиорит-гранитными и гранит-лейкогранитными ассоциациями (см. разделы 2.2.1, 2.3.6 и 2.1.3 соответственно).

Обращает на себя внимание то, что в структурах самого прогиба ЮВП орогенные гранитоиды не установлены. Развитие же здесь граниты относятся к редкометалльно-плюмазитовому ряду и, судя по результатам $Rb-Sr$ -датирования /131/,

указывающим на их ранне-среднепермский возраст, были сформированы не в результате орогенических процессов, а позднее – на посторогенной стадии пенепленизации и формирования на месте горно-складчатых сооружений индосинид карбонатной платформы.

Схема корреляции магматических образований КВП приведена в табл. I. В целях удобства изложения, обоснование этой схемы и детальная характеристика магматитов приводится ниже отдельно для стратифицированных и интрузивных образований.

3.1. Пермско-триасовые вулканические ассоциации

Первые сведения о присутствии зеленокаменно-измененных вулканитов в некоторых разрезах пермско-триасовых осадочных отложений КВП стали известны после стратиграфических работ Г.А.Дуткевича /89/, Э.Я.Левена /142/ и В.И.Дронова /197/. Было установлено, что нижнепермские базальты и спилиты в виде изолированных маломощных лавовых потоков площадного типа распространены во внутренних районах КВП, в то время как триасовые базальты, пикритовые порфириты и их туфы участвуют в строении вулканогенно-карбонатно-терригенных толщ, фрагментарные выходы которых сосредоточены по периферии (рис.48). Кремнекислые вулканиты обнаружены только в ассоциации с триасовыми базальтоидами Ташджилгинского блока, где те и другие перекрыты грубообломочной олистостромой, содержащей остатки карнийских кораллов. Позднее В.П.Новиковым /178,179/ в составе верхнепермских отложений Промежуточной зоны КВП были детально изучены туффиты и тефроиды вулканогенного происхождения, характеризующиеся аномально высокими содержаниями титана и редкоземельных элементов.

В последующие годы существенные коррективы были внесены В.И.Дроновым, пересмотревшим стратотипические разрезы триаса, а также В.И.Будановым, К.Т.Будановой и Х.С.Таджидиновым, давшими их петрографическое описание /77,79,80,82,184/. В итоге было показано, что триасовые базальтоиды КВП имеют повышенную щелочность и по своим признакам сходны с вулканитами рифтогенной Рушан-Пшартской структуры. Однако петрохимические особенности этих пород были изучены далеко не полно, а имеющиеся сведения такого рода носили отрывочный и больше петрографический характер. Изложенные ниже данные существенно расширяют сложившиеся представления о щелочно-базальтоидной (T_{2-3}) вулканической провинции Памира. Они базируются на материалах по геологическому строению Периферийной зоны КВП и на обширной петрохимической коллекции вулканитов, собранной В.И.Дроновым. Минералого-петрографическое описание вулканитов дано А.Г.Владимировым, им же обработаны результаты петрохимических и геохимических анализов.

3.1.1. Описание разрезов

Нижнепермские вулканиты входят в состав шиндэйской свиты /142,197/, площадь распространения которой охватывает Переходную и Промежуточную зоны КВП (см. рис.48). Мощность свиты варьирует от 30 до 120 м, причем в разрезах вулканические породы существенно преобладают, перемежаясь с редкими выклинивающимися пачками черных алевролитов и аргиллитов. Возраст свиты отвечает артинскому веку ранней перми, что подтверждается находками гониатитов /142/.

Основной объем вулканитов представлен лавами, в том числе с шарово-по-

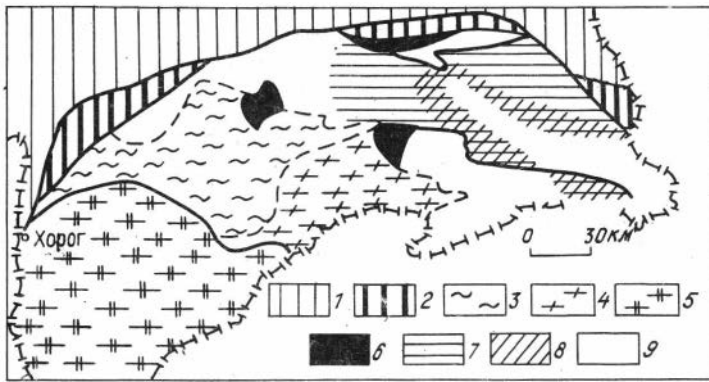


Рис.48. Схема размещения ареалов пермско-триасовых вулканитов в структурах Кашганского Памира:

1 - Центральный Памир; 2 - Рушан-Пшартская группа зон со щелочно-базальтоидными вулканитами (P_2-T_3); 3-5 - Юго-Западный Памир (3 - Аличурская и Булункульская зоны, 4 - Корумшинская, 5 - Горанская, Хорогская и Шахдаринская); 6-9 - Юго-Восточный Памир (6 - Периферийная зона со щелочно-базальтоидными и кремнекислыми вулканитами, T_{2-3} ; 7 - Промежуточная зона с толеитовыми вулканитами, P_1 ; 8 - Переходная и Промежуточная зоны со щелочно-базальтоидными вулканитами; P_2 ; 9 - Осевая и Крайняя зоны, не содержащие вулканических комплексов).

душечной отдельностью. Согласно данным Х.С.Таджидинова /184/, лавы шиндрийской свиты чрезвычайно однообразны. Это пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые базальты, имеющие порфировое строение. Минеральный состав вкрапленников: авгит, редко титан-авгит - 20-40 %, слабозональный андезин-лабрадор - 40-60 %. Для пироксеновых вкрапленников характерна амфибололизация, опацификация и хлоритизация. Основная масса сложена тонкозернистым агрегатом светло-зеленого Амф и альбитизированного Пл с мелкой сыпью Пир, Хальк, Мгт и Ил. Стекло полностью разложено. Клинопироксен в основной массе редок или присутствует в реликтовой форме. Вторичные изменения весьма интенсивны и связаны с появлением Хл, Амф, Аб, Карб и лейкоксена. Наряду с описанными базальтами отмечаются спилиты, иногда субвулканические диабазы.

Все имеющиеся в нашем распоряжении петрохимические анализы относятся к базальтам, однако первично-магматические соотношения петрогенных окислов в этих породах сильно нарушены в результате зеленокаменного метаморфизма. Это выражается в дисперсии К-На-отношения, одновременном росте калия и алюминия, понижении концентраций железо-магнезиальных компонентов при близкой кремнекислотности пород. Наименее измененные образцы, сохранившие "нормальные" котектические соотношения петрогенных окислов, относятся к оливиновым толеитам и оливиновым базальтам, по классификации /113, 281, 304/. Средний состав наименее измененных образцов приведен в табл.50. Общей особенностью являются низкие концентрации титана и фосфора, умеренная натриевость ($K/Na = 0,35-0,38$) и железистость ($f = 55-59 \%$).

Верхнепермские вулканиты входят в состав тахтабулакской свиты /142, 178, 179, 197/. Её специфическая черта - существенно вулканогенно-обломочный состав с преобладанием, особенно в средней части, пирокластических пород и тефроидов. Детальное изучение свиты, проведенное В.П.Новиковым /178/, показало, что возникновение тефроидов связано с переотложением вулканокластического материала,

Средние составы (мас.%) главных петрохимических групп вулканитов
Юго-Восточного Памира

Компо- ненты	ПХЗ + ПМЗ		Ташджилгинский блок ПФЗ				
	Шиндзийская свита, P _I		Кульджилгинская свита, T ₂₋₃ ^a		Чатырташская свита, T ₂₋₃ ^б		
	оливино- вые базальты	оливино- вые толеиты	субщелоч- ные оли- виновые базальты	гавайиты	пикриты	субщелочные пикроба- зальты	субщелоч- ные оли- виновые базальты
	N=2	N=3	N=2	N=1	N=1	N=113	N=1
SiO ₂	46,79	48,23	45,17	46,90	45,91	45,25±0,46	42,88
TiO ₂	1,05	1,42	1,86	2,54	1,36	2,51±0,11	4,10
Al ₂ O ₃	15,89	15,51	15,17	15,64	5,11	9,78±0,35	13,55
ΣFeO	9,78	10,78	10,48	9,86	12,15	11,84±0,31	13,42
MnO	0,22	0,18	0,16	0,11	0,15	0,18±0,01	0,18
MgO	8,09	7,27	7,88	7,38	24,25	12,79±0,54	8,54
CaO	9,17	8,10	8,66	6,85	3,44	8,71±0,41	7,44
Na ₂ O	2,90	2,99	3,10	4,10	0,04	2,07±0,19	2,40
K ₂ O	1,00	0,93	0,91	0,80	0,02	0,66±0,09	1,84
П.п.п.	4,77	4,34	6,04	5,35	7,48	5,11±0,42	5,09
P ₂ O ₅	0,16	0,18	0,31	0,45	0,18	0,32±0,03	0,50

Окончание табл.50

Компо- ненты	Каттамарджанайский блок ПФЗ				Муздубулак- ский блок ПФЗ	Ташджилгин- ский блок ПФЗ
	Дорадекская свита, T ₂₋₃ ^a			Каттамарджа- найская се- рия, T ₂₋₃ ^б	Ниязекская свита, T ₂₋₃ ^б	Мурзабек- кая и при- кьякская свиты, T ₂₋₃ ^в
	оливиновые базальты	субщелоч- ные оли- виновые базальты	пикриты	субщелочные пикробазаль- ты	субщелочные пикробазаль- ты	низкощелоч- ные риода- циты и рио- литы
	N=10	N=2	N=2	N=8	N=6	N=12
SiO ₂	46,73±0,80	45,78	39,50	43,32±1,56	47,73±3,35	70,69±1,52
TiO ₂	2,52±0,36	1,87	0,77	2,58±0,35	3,31±0,54	0,22±0,05
Al ₂ O ₃	14,30±0,38	15,93	8,42	10,84±2,75	10,92±2,05	13,89±0,69
ΣFeO	11,81±0,75	10,26	12,23	11,39±1,67	11,75±1,31	3,15±0,32
MnO	0,19±0,01	0,18	0,17	0,15±0,04	0,19±0,05	0,06±0,02
MgO	6,56±0,56	6,75	24,45	11,60±2,84	10,69±5,76	0,58±0,16
CaO	8,24±0,69	10,30	4,51	6,77±1,45	9,19±1,37	2,26±0,56
Na ₂ O	3,21±0,23	2,90	0,23	1,92±1,19	2,67±1,65	2,69±0,56
K ₂ O	0,85±0,17	0,96	0,12	0,73±0,77	1,00±0,87	2,87±0,35
П.п.п.	5,07±1,24	9,79	9,04	10,08±3,71	2,14±0,89	3,29±0,49
P ₂ O ₅	0,31±0,08	0,20	0,08	0,29±0,09	0,38±0,17	0,09±0,01

Примечание. ПХЗ - Переходная, ПМЗ - Промежуточная, ПФЗ - Периферийная зо-
на Юго-Восточного Памира. Составлена по материалам В.И.Дронова.

происходившем синхронно с вулканическими извержениями. Эксплозивный индекс последних был весьма высоким (более 90), поэтому находки собственно лавовых пород чрезвычайно редки.

Отложения тахтабулакской свиты наиболее полно развиты в пределах Промежуточной зоны КВП, где их мощность достигает 140–180 м (см. рис. 48). По направлению к Осевой и Крайней зонам мощность свиты сокращается до первых метров, одновременно меняется и её фациальный облик. Пирокластические породы замещаются алевритовыми тефроидами и известковистыми туфами с хорошо окатанными обломками вулканокластиков, а также осадочными отложениями глинистого и кремнисто-карбонатного составов. Судя по находкам фораминифер, возраст тахтабулакской свиты отвечает памирскому горизонту, точнее джувльфинскому ярусу верхней перми /143, 197/.

Согласно описаниям В.П.Новикова, П.К.Володина /178/ и Х.С.Таджицина /184/, среди пирокластической группы пород тахтабулакской свиты преобладают лито-витрокластические и кристалло-литокластические туфы базальтов. Цемент — пепловый, но чаще замещен глинисто-карбонатно-рудным материалом. Литокластита представлена обломками базальтов, кристаллокластита — отдельными зернами Пл, Ti-Mgt и Ил. Вторичные изменения выражаются в появлении Эп, Хл, Аб и лейкоксена.

Оценка химического состава пирокластиков и тефроидов; проведенная В.П.Новиковым /178, 179/ по 18 бороздовым пробам на всю мощность свиты повсеместно показывает высокие содержания TiO_2 (в среднем 2,7 мас.%), Nb (до 480 г/т) и Zr (до 1000 г/т). По аналогии с разновозрастными вулканитами Дункельдыкского блока Рушан-Пшартской группы зон /84, 85/, формирование пирокластиков тахтабулакской свиты, вероятнее всего, связано с извержениями щелочных оливиновых базальтоидов и пикритов. Последние относятся к двум тесно переплетающимся во времени петрохимическим сериям: калиевой повышенной известковистости (мелилит-?-пироксеновые пикриты и пикробазальты) и натриевой пониженной известковистости (оливиновые щелочные базальты и пикробазальты).

Триасовые вулканиты развиты только в Периферийной зоне КВП, которая представлена тремя разобценными тектоническими блоками на границе с Юго-Западным и Рушан-Пшартским Памиром (см. рис. 2, 48). Геологическое строение вулканогенно-осадочных отложений периферийного типа в каждом изолированном блоке имеет свои специфические черты. Поэтому прежде чем перейти к проблеме корреляции вулканических толщ, ниже дается их краткое описание.

Т а ш д ж и л г и н с к и й блок расположен в междуречье Гурумды-Башгумбез. Он имеет наиболее сложное строение стратифицированных отложений, схема корреляции которых приведена на рис. 49. Вулканические породы участвуют в трех типах разрезов, не имеющих прямых соотношений друг с другом.

Метабазальты кульджилгинской свиты (М ~ 700 м) развиты на правом и левом склонах долины р.Ташджилга и в правобережных притоках Седека, где они, по данным В.И.Дронова /77/, тектонически соприкасаются со всеми контактирующими с ними толщами. Судя по высокой степени перекристаллизации вулканитов, по существу, представленных уже голубовато-зелеными сланцами с элементами плейчатой дисгармоничной складчатости, они, вероятнее всего, являются самой древней свитой североалячурской серии. Минеральный парагенезис пород: $\text{Ab} \pm \text{Xl} \pm \text{Серп} \pm \text{Амф} \pm \text{Ил} \pm \text{Сф}$ (лейкоксен) \pm Пир. Тонкоигольчатый или сноповидный амфибол имеет характерный плеохроизм голубоватых оттенков, что указывает на его повышенную щелочность и, по-видимому, на повышенные давления при метаморфизме. В редких случаях удастся диагностировать псевдоморфозы Серп-Хл по оливины и реликты Ti-авгита. Хими-

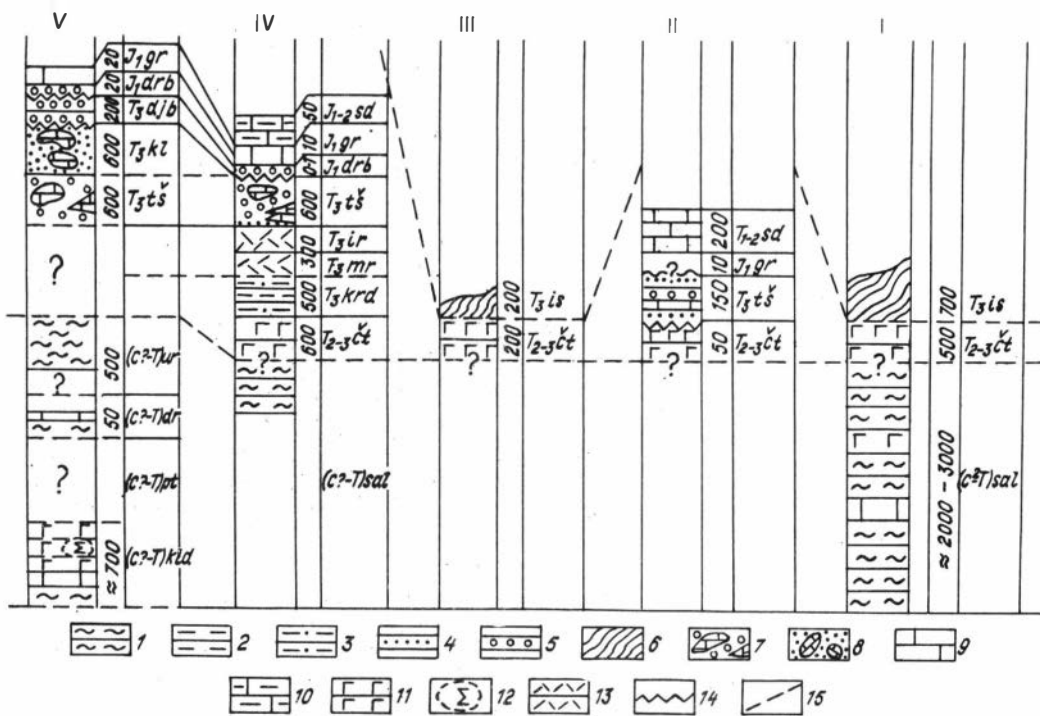


Рис.49. Геологическая позиция и корреляция вулканитов в разрезах каменноугольно-но?-триасовых и юрских отложений Ташджилгинского блока Периферийной зоны КВП.

Автор В.И.Дронов.

Разрезы: I – бассейн р.Башгумбоз, II – р.Карадунг, III – р.Мурзабек, IV – водораздел Ирикьяк–Седек, V – водораздел Седек–Ташджилга. I – зеленовато-серые кварц-хлорит-серицитовые сланцы; 2 – глинистые и филлитовидные сланцы; 3 – алевролиты; 4 – песчаники; 5 – конгломераты; 6 – переслаивание песчаников и алевролитов; 7 – рифово-олиостроровая толща; 8 – олиостроровая толща; 9 – известняки; 10 – глинистые известняки; II – лавы, лавобрекчии, туфы и туфо-конгломераты пикритобазальтов и базальтов; I2 – массивы и линзы гипербазитов; I3 – кислые вулканиты; I4 – линия структурного несогласия; I5 – разломы. Свиты, серии: sal – североаличурская, kld – кульджилгинская, pt – паттатайская, dr – дорадекская, ur – урусджилгаташская, ct – чатырташская, krd – карадунгская, mr – мурзабекская, ir – ирикьякская, ts – ташджилгинская, kl – кальтатурская, djb – джанбулакская, is – истыкская, drb – дарбазаташская, gr – гурумдинская, sd – седекская.

ческий состав пород (2I анализ), как и в случае шиндэйской свиты, несет явные признаки вторичного перераспределения компонентов, что затрудняет определение их классификационной принадлежности. Единичные образцы, сохранившие "нормальные" для базальтов соотношения петрогенных окислов, указывают на присутствие щелочных оливиновых базальтов и гавайитов (см. табл.50). Судя по высоким концентрациям титана и фосфора ($TiO_2 = 1-3 \text{ мас.}\%$, $P_2O_5 = 0,28-0,50 \text{ мас.}\%$), обладающих наибольшей устойчивостью к процессам метасоматоза /289/, составы остальных образцов также должны быть отнесены к щелочно-базальтовой петрохимической серии.

Второй тип вулканогенных отложений развит в бассейнах рек Карадунг-Мурзабек-Ирикьяк-Ташджилга-Седек. Все разрезы начинаются с вулканитов чатырташской свиты, видимая мощность которой варьирует от 50 до 600 м. Нижняя граница свиты носит либо тектонический характер, либо перекрыта четвертичными отложениями. На вулканитах чатырташской свиты с размывом залегают узловатые сланцы и песчаники, заключающие в низах своего разреза их обломки (карадунгская флишиоднотерригенная свита, $M \sim 500$ м).

В разрезе чатырташской свиты решительно преобладают субультрамафитовые лавы, лавобрекчии и близкие к ним по составу туфы и туфоконгломераты. Это черно- или серо-зеленые породы, имеющие массивную или тонкополосчатую текстуру. Массивные пикробазальты сложены тонкозернистым агрегатом слабо плеохроирующего в желто-зеленоватых и голубоватых тонах актинолита и зеленого хлорита с обильной вкрапленностью рудных минералов, представленных ильменитом и титаномagnetитом. Полосчатые разности имеют более разнообразный облик. Они варьируют от афировых до обильно-порфировых (гломеропорфировых) разностей. Вкрапленники представлены псевдоморфозами серпентина или серпентин-хлорита по оливины и игольчатого амфибола по пироксену. Соотношение вкрапленников сильно меняется вплоть до исчезновения одного из минералов. Свежий оливин не обнаружен, а клинопироксен отмечается только в реликтах. Во всех случаях он представлен сиренево-розовым Ti-авгитом, имеющим слабозональное строение (табл. 51). Основная масса порфировых пикробазальтов полностью разложена и представлена в большинстве случаев агрегатом сливного (сноповидного, игольчатого) актинолита с примесью Серп-Хл, Аб и Рудн. В разностях, приближающихся к базальтам, иногда отмечаются реликты интересертальной структуры. В одном из образцов основная масса, состоящая главным образом из актинолита, характеризуется веерообразным расположением мелких зерен рудных минералов, напоминающим структуру "спенифлекс".

Присутствие голубоватого Амф в ассоциации с Аб и Хл указывает на возможность повышенных давлений при метаморфизме базальтоидов. Микросондовое исследование крупных гомогенных Амф-псевдоморфоз, зерен с сохранившимися реликтами Ti-авгита, а также мелких иголок в сливном матриксе показало их существенные вариации по натрию и алюминию ($Na_2O = 0,8-3$ мас.%, $Al_2O_3 = 3,9-13,7$ мас.%, табл. 52). Все составы относятся к единому тренду (рис. 50), причем большинство зерен отвечает $P \leq 6$ кбар, $T < 500$ °C, в то время как один анализ попадает в область высоких P, T -параметров ($>500-600$ °C, $>5-9$ кбар). Появление высокоглиноземистых Са-амфиболов может быть объяснено: 1) их дометаморфической природой /II4/, 2) метаморфической, высокоградиентной, сохранившейся в реликтовой форме среди низкобарических минералов регрессивной зеленосланцевой фации /87/. Окончательный выбор и уточнение P, T -условий метаморфизма требует дополнительных исследований.

Химический состав вулканитов указывает на их принадлежность к серии повышенной щелочности (см. табл. 50): субщелочные пикриты и пикробазальты, щелочно-оливиновые базальты. Все они характеризуются высокими содержаниями TiO_2 (до 4,1 мас.%), P_2O_5 (до 1,22 мас.%), повышенными - железомagneзиальными компонентами, щелочей и пониженными - алюминия. В то же время отсутствие значимых корреляционных связей Si - (Al, Fe, Mg); Ca - (Fe, Mg) и др., указывает на существенное изменение первичного состава в процессе наложенного метаморфизма.

Помимо мафит-субультрамафитовых вулканитов, в пределах Ташджилгинского блока, известны кремнекислые эффузивы и их туфы (мурзабекская и ирикьякская свиты, 400-600 м). Их взаимоотношения с подстилающими отложениями исключительно тектонические. Мурзабекская свита сложена серыми, зеленовато-серыми или

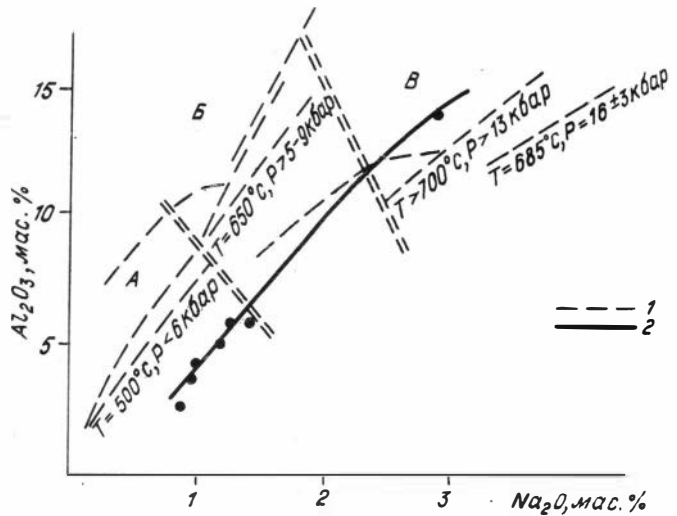
Химический состав (мас.%) титан-авгитов
из пикробазальтов чатырташской свиты, T₂₋₃ (обр. 293/2)

Компоненты	Вкрапленник 1				Вкрапленник 2		Реликт в амфиболовой псевдоморфозе	
	центр	зона I	зона 2	край	центр	край	точка I	точка 2
SiO ₂	50,17	49,58	48,69	48,34	51,19	49,88	51,51	50,03
TiO ₂	1,06	1,50	2,05	2,04	0,80	1,34	1,57	1,67
Al ₂ O ₃	3,70	4,64	5,38	3,47	3,52	4,60	3,90	4,65
FeO	6,22	6,32	7,58	7,62	5,63	6,40	7,59	7,71
MnO	0,16	0,12	0,16	0,14	0,13	0,14	0,12	0,11
MgO	15,58	14,66	13,99	14,02	16,23	15,07	14,60	14,67
CaO	21,68	22,03	21,85	21,75	21,58	21,71	21,75	21,96
Na ₂ O	0,42	0,33	0,41	0,49	0,48	0,47	0,35	0,45
K ₂ O	0,05	0,02	не обн.	не обн.	не обн.	0,01	0,01	не обн.
Сумма	99,04	99,20	100,11	99,87	99,56	99,62	101,40	101,25
t, %	18,3	19,4	23,2	23,3	16,2	19,2	18,9	22,7

Примечание. Автор образца - В.И.Дронов.

Рис.50. Соотношение Na₂O-Al₂O₃ в моноклиновых амфиболах из метаморфизованных базальтов и пикробазальтов чатырташской свиты (T₂₋₃), Ташджилгинский блок КВП:

1 - тренды составов моноклиновых амфиболов в метавулканических сериях, по /II4/ (А,Б,В - выделенные поля составов, отличающиеся по давлению и температуре метаморфизма);
2 - тренд составов моноклиновых Са-амфиболов из метавулканитов чатырташской свиты.



белыми риодацитами и риолитами, содержащими обильную гальку ксеногенных пород разнообразного состава. Ирикякская свита представлена грязно-сиреневыми, лиловыми, красно-коричневыми и пестрыми лавами той же кремнекислотности, перемежающимися с туфами, туфогравелитами и туфокогломератами.

Петрографический облик кислых вулкаников обеих свит не обнаруживает существенных отличий. Преобладающими разностями являются лавобрекчии, кварц-полевошпатовые порфиры и их туфы. Лавобрекчии сложены основной массой криптокристаллического строения, которая содержит обломки массивных порфиров и ре-

Химический состав (мас.%) вторичных амфиболов
из пикробазальтов чатырташской свиты, T₂₋₃ (обр. 293/2)

Компоненты	Псевдоморфоза по пироксену		Каймы вокруг Ti-авгита			Основная масса	
	точка I	точка 2	точка I	точка 2	точка 3	зерно I	зерно 2
SiO ₂	53,43	51,52	47,41	40,67	51,21	48,94	50,14
TiO ₂	0,14	0,14	0,14	0,61	0,29	0,17	0,29
Al ₂ O ₃	2,63	3,91	6,75	13,72	4,07	5,06	5,23
FeO	10,18	12,28	11,04	12,07	8,53	12,58	11,65
MnO	0,26	0,34	0,24	0,20	0,36	0,30	0,27
MgO	16,82	15,15	15,37	12,55	17,36	14,19	14,69
CaO	12,22	12,05	12,23	12,06	12,59	11,87	12,23
Na ₂ O	0,82	1,09	1,39	2,98	0,97	1,46	1,28
K ₂ O	0,05	0,06	0,15	0,23	0,06	0,12	0,10
Сумма	96,55	96,54	94,72	95,08	95,44	94,69	95,88
f, %	25,3	31,2	28,7	35,0	21,6	33,2	30,8
Na=(2,0-Ca) ф.е.	0,11	0,11	0,04	0,04	0,03	0,09	0,07
Al ^{IV} =(8,0-Si) ф.е.	0,29	0,47	0,91	1,82	0,54	0,65	0,62

Примечание. Автор образца - В.И. Дронов.

зорбированных фенокристаллов Кв, Кш, Пл и Би. Массивные кварц-полевошпатовые порфиры имеют фельзитовую или микрофельзитовую основную массу, иногда с элементами флюиальности. Состав вкрапленников остается неизменным. Пирокластические породы резко обогащены обломками кварца и полевых шпатов, цемент полностью разложен. Обилие в них кристаллокластического материала, значительно превышающего нормальные котектические соотношения вкрапленников в кислых эффузивах, позволяет предположить, что большинство пород, определяемых в поле как туфы, являются тефроидами, испытавшими незначительное местное переотложение.

Общая особенность - повсеместное постмагматическое изменение вулканитов, выраженное в появлении серицита и гидрокислов железа. Отмечаются также вторичные карбонатные прожилки. По интенсивности и масштабам изменения кремнекислые вулканиты сопоставимы с описанными выше пикробазальтами чатырташской свиты. На это указывают их химические составы, среди которых нередки разности с аномально низкими концентрациями натрия ($Na_2O < 1,5$ мас.%) и нарушенными соотношениями SiO_2 с Al_2O_3 , CaO и (Na_2O+K_2O) . Без учета выщелоченных и окварцованных разностей, вулканиты мурзабекской и прикыякской свит обнаруживают незначительные отличия по большинству петрогенных окислов. В целом они принадлежат к классу низкощелочных риодацитов и риолитов (по классификации /II2/), которые характеризуются резкой перенасыщенностью глиноземом и умеренно натриевой специализацией щелочей (см. табл.50). В этом отношении они близки к триасовым тоналит-гранитным ассоциациям Аличурской и Булункульской зон ДЭП (см. разделы 2.2.1 и 2.3.3).

На генетическую связь кремнекислых вулканитов Ташжилгинского блока и тоналит-гранодиорит-гранитовых интрузий Аличурской и Булункульской зон косвенным образом указывает также присутствие в мурзабекской свите обильных микровключений гранитоидов, не имеющих аналогов на Юго-Востоке Памира. Эти включения

представлены интенсивно катаклазированными биотитовыми тоналитами, гранодиоритами и гранитами, в которых изредка удается наблюдать пенитовые псевдоморфозы по кордиериту.

На всех описанных породах с разрывом залегают рифово-олистостромовые отложения таджикгинской свиты, $M \sim 500-600$ м /83/. В её строении принимают участие светлые разногалечные, до валунных, преимущественно известняковые конгломераты с включениями бескорневых массивов, глыб и протяженных горизонтов (олистоплаков) известняков. Последние в изобилии содержат кораллы и фораминиферы пермского возраста, облик которых, по свидетельству В.И.Дронова и Э.Я.Левена /83/, иной, чем в классических разрезах перми КВП. В одной из глыб (устье р.Седек) В.И.Дроновым собраны, кроме того, раннекарнийские кораллы так называемого "кассианского" комплекса, также не встречающиеся в расположенных рядом разрезах триаса, но присутствующие в вулканогенно-осадочных отложениях периферийного типа в Каттамарджанайском и Муздубулакском блоках (см. ниже).

Рифово-олистостромовая толща трансгрессивно и резко несогласно перекрывается сначала зеленоцветными конгломератами и песчаниками джанбулакской свиты верхнего нория, затем красноцветными конгломератами и песчаниками-известняками юры, в силу чего её возраст определяется поздним триасом.

К а т т а м а р д ж а н а й с к и й блок расположен в верховьях рек Каттамарджанай-Зурчерчек-Шайтан. Вулканогенно-осадочные отложения периферийного типа залегают здесь в виде разоборванных тектонических пластин, клиньев или останцов шарьяжей среди сплошных полей базардаринской (C_2-P_1) и истыкской (T_{3n}) серий. В ряде случаев они трансгрессивно и несогласно перекрываются конгломератами верхнего нория или базальными горизонтами юры. Схема корреляции разрезов показана на рис.5I.

Североаличурская серия, слагающая низы разрезов, представлена тонкослоистыми метапесчаниками, алевролитами, кремнями и сланцами, перемежающимися с линзовидными горизонтами известняков. В средней части разрезов существенный объем занимают вулканы дорадекской свиты с прослоями перечисленных выше отложений. Видимая мощность серии ≥ 2300 м, на долю вулканогенно-осадочной части приходится ~ 500 м. Для всех пород характерно интенсивное рассланцевание и частичная милонитизация. Возраст серии допозднеорийский; в олистолитовых глыбах известняков заключены многочисленные разновозрастные фораминиферы (от среднего карбона до мургабского горизонта верхней перми). Их детальное исследование /82/ показало, что некоторые комплексы фораминифер не имеют аналогов в разрезах каменноугольно-пермских отложений Юго-Восточного, Рушан-Шартского и Центрального Памиров; нет им аналогов и в соседнем Юго-Западном Памире.

Среди вулканитов дорадекской свиты, по описаниям К.Т.Будановой /79/, выделяются оливиновые базальты с порфировой и вариолитовой структурами, их туфы и лавобрекчи, а также субвулканические долериты и пикродолериты. Вкрапленники представлены псевдоморфозами по оливину, реликтами сиренево-розового Ti -авгита, обрастаемого позднемагматическим коричнево-зеленым Амф. Из рудных минералов отмечается Ил и продукты его замещения - лейкоксен и сфен. Породы подвержены интенсивному зеленокаменному изменению с образованием Серп-Хл, сосюрита, лейкоксена, стильпноmelана, зеленого Би, голубоватого Амф и Аб. К.Т.Буданова обращает особое внимание на появление в туфах базальтового состава субщелочного сиренево-голубого амфибола в ассоциации со стильпноmelаном, что, возможно, свидетельствует о метаморфизме в фациях B_4-C_4 , по Н.Л.Добрецову и др. /235/.

Судя по представительным образцам, в наименьшей степени подвергшимся постмагматическим изменениям, в составе свиты выделяются субщелочные пикриты,

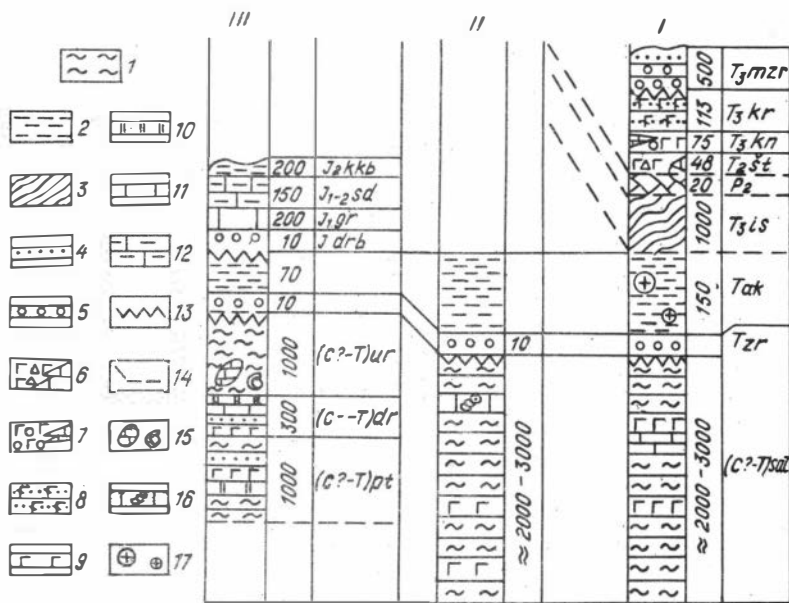


Рис.5I. Геологическая позиция и корреляция вулканитов в разрезах каменноугольно?-триасовых и юрских отложений Каттамарджанайского блока Периферийной зоны КВП. Автор В.И.Дронов.

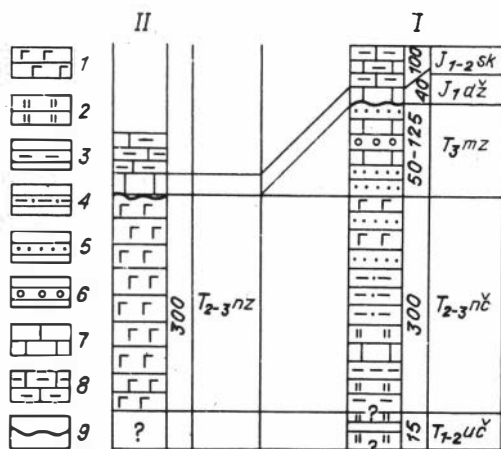
Разрезы: I - бассейн р.Каттамарджанай, II - р.Шайтан, III - р.Зурчердек. I - зелено-серые кварц-хлорит-серицитовые сланцы; 2 - глинистые сланцы и алевролиты; 3 - чередование песчаников, алевролитов и сланцев; 4 - песчаники; 5 - конгломераты; 6 - лавы и лавобрекчии пикритобазальтов и базальтов с массивами рифовых известняков; 7 - туфоконгломераты; 8 - туфопесчаники основных пород; 9 - лавы пикритобазальтов и базальтов; 10 - кремни; 11 - известняки; 12 - глинистые известняки; 13 - линия несогласия; 14 - разломы; 15 - олистолиты известняков с фораминиферами C_2 - P_2 ; 16 - криноидные известняки; 17 - гранитные гальки в сланцах и алевролитах. Свиты, серии: sal - североаличурская, нерасчлененная, pt - паттатайская, dr - дорадекская, ur - урусджигаташская, zr - зурчерцекская, ak - акширякская, is - истыкская, st - шайтанская, kn - конкольская, kr - карадаринская, mzr - мазарташская, drb - дарбазаташская, gr - гурумдинская, sd - седекская, kkb - кокбелесская.

щелочные оливиновые базальты и оливиновые базальты (см. табл.50). Для базальтов характерны повышенные концентрации титана ($tiO_2 = 1,6-3,1$ мас.%) и фосфора ($P_2O_5 = 0,25-0,50$ мас.%), натриевая специализация щелочей ($K/Na = 0,29-0,37$) и умеренная железистость ($f = 55-60$ %). На комагматичность с базальтами гипабиссальных пикритов, пикродолеритов и долеритов указывает не только их тесная пространственная связь, но и повышенные концентрации некогерентных элементов - фосфора и титана.

Каттамарджанайская серия представлена несколькими тектоническими пластинами (от нескольких метров до 1,5 км в плече), залегающими поверх средне-верхненорийских сланцев истыкской серии (см. рис.5I), сложена лавами и лавобрекчиями пикробазальтов, их туфами, туфобрекчиями, которые включают обломки, массивы и линзы рифовых известняков. Встречаются и обратные взаимоотношения, когда известняки вмещают в себя слабоокатанные или неокатанные рваные и зазубрен-

Рис.52. Геологическая позиция и корреляция вулканитов в разрезах триасовых и юрских отложений Муздубулакского блока Периферийной зоны ЮВП. Разрезы в южных предгорьях Пшартского хребта:

I - бассейн р.Муздубулак, II - р.Каиндысай. Автор - В.И.Дронов: I - основные вулканиты, 2 - кремни, 3 - сланцы, 4 - алевролиты, 5 - песчаники, 6 - конгломераты, 7 - известняки, 8 - глинистые известняки, 9 - плоскость размыва. Свиты, серии: и^с - учджилгинская, и^п - ничкеджилгинская, и^н - ниязекская, и^м - муздубулакская, и^д - джерунсайская, и^к - секебулакская.



ные обломки и глыбы вулканитов. В биогермах сосредоточены обильные органические остатки (офитозоа, гидроидные, моллюски, кораллы, криноидеи), ладинско-карнийского возраста. Своеобразие этих органических остатков, за исключением рода даонелла, заключается в том, что все они принадлежат к так называемому "кассианскому" комплексу, известному из местечка Санкт-Кассиан в Южных Альпах /80/. Обращает на себя внимание, что и в Санкт-Кассиане рассмотренные отложения ассоциируют с базальтоидами, имеющими тот же возраст: конец ладина-начало карния.

Петрографический и химический состав вулканитов каттамарджанайской серии идентичен пикробазальтам чатырташской свиты (см. табл.50).

Муздубулакский блок находится в правобережной части р.Мургаб, на границе с Рушан-Пшартским Ламиром. Здесь также выделяется два типа разрезов: вулканогенно-терригенно-карбонатный (ничкеджилгинская и муздубулакская свиты) и существенно вулканогенный (ниязекская свита). Взаимоотношений они не имеют и пока рассматриваются как разновозрастные (рис.52). Обе свиты перекрываются с размывом, но без горизонта базальных конгломератов лейасовыми глинисто-карбонатными отложениями.

Ничкеджилгинская свита (300 м) сложена незакономерно чередующимися алевролитами, песчаниками, кремнями и вулканитами основного состава. Вверх по разрезу она согласно перекрывается грубообломочной муздубулакской свитой (50-125 м), в которой присутствуют пласты и прослои известняков, содержащие органические остатки "кассианского" комплекса. Своеобразие конгломератов заключается в присутствии среди них обломков гранитоидов, аналогичных плагиогранофировым дайкам, прорывающим чатырташские вулканиты (см. раздел 3.2.2). Вулканические породы изучены недостаточно. Судя по единственному анализу (в мас. %): SiO₂ = 48,8, TiO₂ = 2,75, Al₂O₃ = 12,06, Fe₂O₃ = 4,08, FeO = 7,41, MnO = 0,16, MgO = 8,65; CaO = 8,26, Na₂O = 3,50, K₂O = 0,87, П.п.п. = 3,28, P₂O₅ = 0,40, сумма = 100,22 (обр. Д-9, коллекция В.И.Дронова), здесь присутствуют щелочные оливиновые меланобазальты, содержащие нормативный нефелин.

Ниязекская свита (М~300 м) сложена исключительно вулканическими породами. Преобладают лавы, лавобрекчи и туфы, которые по петрографическим, петрохимическим признакам, а также характеру наложенного метаморфизма сходны с суб-

щелочными пикробазальтами чатырташской свиты. Единственным отличием является несколько повышенная сумма щелочей, кремнезема и аномально высокая дисперсия в содержаниях и отношениях петрогенных элементов ($SiO_2 = 47,7 \pm 3,3$ мас.%, $Na_2O + K_2O = 3,67 \pm 1,9$ мас.%, $K/Na = 0,07-2,46$, см. табл.50). Последнее, очевидно, связано с зеленокаменным метаморфизмом повышенных давлений, сопровождавшимся интенсивным окварцеванием, карбонатизацией и хлоритизацией пород.

3.1.2. Последовательность формирования, петрохимические типы и некоторые выводы по петрологии

Приведенный выше фактический материал позволяет предположить следующую последовательность формирования вулканических ассоциаций ЮВП:

- базальтовая нормальной щелочности (оливиновые толеиты и оливиновые базальты шиндынской свиты) - P_1 ;
- пикробазальт-базальтовая субщелочная (туфы и тефроиды щелочных пикритов, пикробазальтов и субщелочных оливиновых базальтов тахтабулакской свиты) - P_2 ;
- базальтовая субщелочная (лавы и туфы субщелочных оливиновых базальтов, гавайитов с субвулканическими телами кумулятивных пикритов, пикродолеритов и долеритов) - $T_1^? - T_{2-3}$;
- базальт-пикробазальтовая щелочная (лавы и туфы пикробазальтов с резко подчиненной ролью субщелочных оливиновых базальтов) - T_{2-3}^A ;
- риодацит-риолитовая нормальной субщелочности (лавы и туфы кремнекислого состава мурзабекской и ирикякской свит) - T_{2-3}^B .

Анализ предложенной схемы свидетельствует о том, что наиболее кардинальные изменения в вулканической деятельности произошли в конце поздней перми, когда толеитовая петрохимическая серия сменилась щелочно-базальтоидной. На классификационных диаграммах это выразилось в повышении суммы щелочей при равной кремнекислотности пород (рис.53) и скачкообразном возрастании концентраций некогерентных элементов - титана и фосфора (рис.54). В то же время внутри щелочно-базальтоидной серии отчетливо выделяются две автономные породные группы - собственно мафитовая (базальтовая) и субультрамафитовая (пикробазальтовая), которые не могут быть дифференциатами одной родоначальной магмы. Это подтверждается наличием значимого (> 95 % доверительного уровня) вещественного разрыва по содержанию магния, а также практически полным отсутствием промежуточных составов на двумерной диаграмме типа $MgO - Al_2O_3$ (рис.55). Эта диаграмма иллюстрирует и тот факт, что пикробазальты являются более поздними образованиями, принимая участие главным образом в формировании чатырташской, ничкеджилинской свит и каттамарджанайской серии.

Поскольку толеитовые и щелочно-базальтоидные серии широко распространены как в континентальных, так и в океанических обстановках, проанализируем их сходство с базальтоидами разных геодинамических типов на соответствующих дискриминационных диаграммах. Из-за высокой степени метаморфизма пород, который привел к смещению их первичных составов, на эти диаграммы нанесены только представительные образцы, в наибольшей степени сохранившие "котектические" соотношения петрогенных окислов.

На диаграмме " $K_2O - TiO_2$ ", предложенной Б.Г.Лутцем /157/, видно, что составы нижнепермских толеитов тяготеют к геосинклинальным и платформенным базальтам, в то время как триасовые щелочные базальты располагаются в поле между трендами платформенных и океанических базальтов (рис.56, а).

Рис.53. Соотношение суммы щелочей и кремнезема в пермско-триасовых вулканитах ЮВП:

I - оливиновые базальты и толеиты шиндэйской свиты, P_1 ; 2 - щелочные оливиновые базальты и гавайиты кульджилгинской свиты, T_{2-3} ; 3 - оливиновые и щелочные оливиновые базальты дорадекской свиты, T_{2-3} ; 4-6 - 95 %-ные доверительные эллипсы для

субщелочных пикробазальтов чатырташской (4), каттамарджанайской (5) и ниязекской (6) свит и серий. Сплошные линии - дискриминационные границы, даны по /117/; названия полей - по /304/.

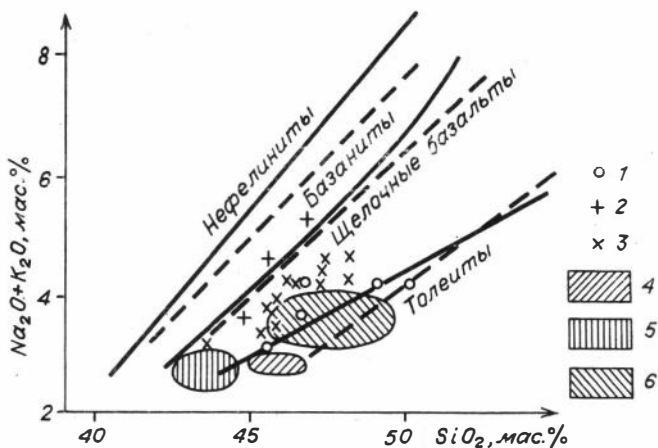
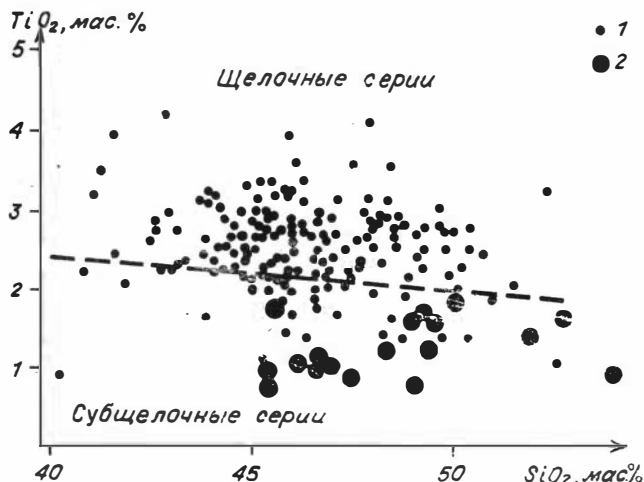


Рис.54. Распределение пермско-триасовых вулканитов ЮВП по содержанию титана: I - верхнепермские-триасовые вулканиты Периферийной зоны, нерасчлененные; 2 - нижнепермские вулканиты Переходной и Промежуточной зон (шиндэйская свита). Пунктирная классификационная линия дана по /320/.



На тройной диаграмме $MnO-TiO_2-P_2O_5$ (см. рис.56,б), учитывающей элементы, наиболее устойчивые к постмагматическим изменениям /317/, нижнепермские базальты отвечают толеитам островных дуг, а триасовые - щелочно-базальтовым или толеитовым сериям океанических островов. Близкое сходство щелочных базальтоидов ЮВП именно с вулканическими сериями океанических островов отмечается и на корреляционной диаграмме "Индекс дифференциации - состав нормативного плагиоклаза", предложенной Д.Кумбсом и Дж.Уилкинсом /281/, где их тренд практически совпадает с трендом гавайских лав, но резко отличается от тренда типично внутриконтинентальных кайнозойских щелочных базальтов плато Дариганга, МНР (см. рис.56,в).

С учетом не только основных пород, к которым применены рассмотренные выше диаграммы, но и с субультрамафитовых разновидностей, триасовые вулканиты ЮВП

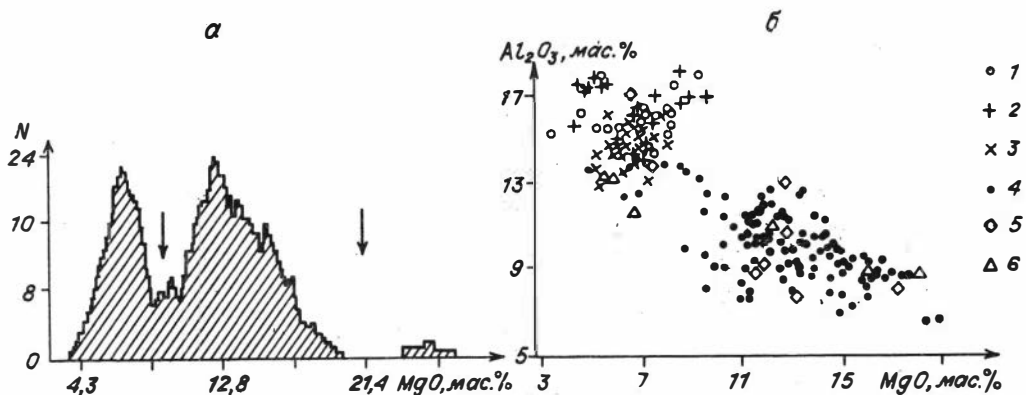


Рис.55. Дискретность составов пермско-триасовых базальтов и пикробазальтов ЮВП: а - на гистограмме MgO; б - на двумерной диаграмме Al₂O₃-MgO. Свиты и серии: 1 - шиндэйская, 2 - кульджилгинская, 3 - дорадецкая, 4 - чатырташская, 5- катарджанайская, 6 - низзекская.

ближе всего отвечают средним составам неоген-четвертичных платобазальтов, развитых на плечах Красноморского рифта /57/. Те и другие характеризуются высокими содержаниями титана (2-3,5 мас.%) и суммарного железа (>10 мас.%), т.е. относятся к типу Fe-Ti-базальтоидов, свойственных горячим пятнам /56/. Сравнение со средними составами магматических пород океанических островов, полученных методом кластер-анализа глобальной выборки из 2400 анализов /250/, вновь обнаруживает наибольшее сходство только с Fe-Ti-базальтами Гавайских островов. В противоположность им нижнепермские базальты не имеют аналогов в рифтогенных континентальных структурах и океанических островах, образование которых связывают с процессами подъема мантийных диапиров ("горячие пятна") /56/, однако близки к толеитам активных континентальных окраин.

Пока еще немногочисленные геохимические данные по распределению редких и редкоземельных элементов в типичных пикробазальтах чатырташской свиты не противоречат сделанным выводам об их рифтогенной природе (табл.53) и, кроме того, указывают на полную идентичность по спектрам РЗЭ с ортомагматическими породами Аличурской зоны (рис.57).

На формирование щелочно-базальтоидных вулканитов в рифтовых структурах растяжения, которые одновременно служили областями интенсивного накопления терригенно-карбонатного материала, указывают также аномальные мощности триасовых вулканогенно-осадочных разрезов периферийного типа ($\geq 3500-4000$ м) и их повсеместный флишочно-олистостромовый характер. Наиболее специфической особенностью олистостромовых толщ является обилие карбонатных обломков, содержащих экзотический набор пермской и триасовой фауны, неизвестной на остальной территории ЮВП, а также в смежных регионах Рушан-Пшартского и Центрального Памира. Биостратиграфические данные указывают на накопление терригенного материала в рифтовых структурах за счет разрушения шельфовых (?) отложений в виде многочисленных морских оползней и мутьевых потоков. Судя по результатам геолого-петрологических исследований (см. раздел 2.2 и 2.3), наиболее вероятным поставщиком обломков и глыб известняков явились Аличурская и Булункульская зоны, которые именно в это время испытали сводовое поднятие, сопровождавшееся высокотемпературным метаморфизмом и гранитизацией.

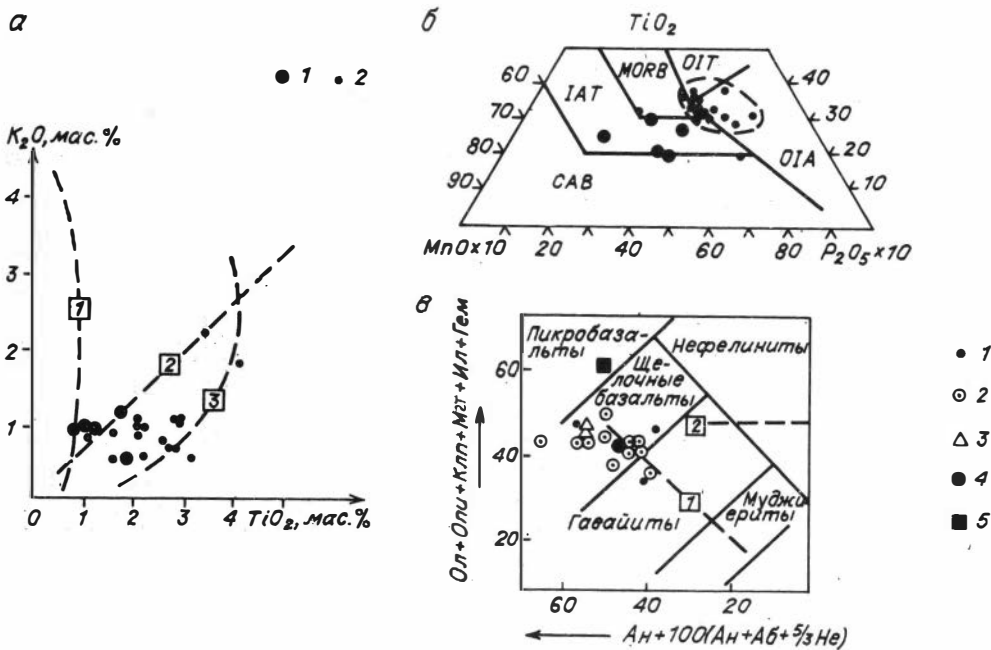


Рис. 56. Составы пермско-триасовых вулканитов ЮВП на классификационных диаграммах. а: 1 - оливиновые базальты и толеиты (P_T), 2 - щелочные оливиновые базальты и гавайиты (T_{2-3}). Пунктирные линии - тренды геосинклиналиных (1), континентальных (2) и океанических (3) базальтов /по I57/; б: 1 - оливиновые базальты и толеиты (P_T); 2 - щелочные оливиновые базальты и гавайиты (T_{2-3}). Геодинамические обстановки: OIT - базальтов океанических островов, OIA - щелочных базальтов океанических островов, MORB - толеитов срединно-океанических хребтов, IAT - толеитов островных дуг, CAB - известково-щелочных базальтов /по 317/; в - нормативный цветной индекс - состав нормативного плагиоклаза /281/: 1-3 - щелочные базальты (1 - кульджилгинская, 2 - дорадекская, 3 - чатырташская свиты, T_{2-3}), 4, 5 - средние составы (4 - щелочные базальты, T_{2-3} , 5 - щелочные пикробазальты, T_{2-3}). Штрих-пунктиром показаны тренды: 1 - океанических базальтов Гавайских островов /314/, 2 - внутриконтинентальных базальтов плато Дарьяганга (MHP) по /211/.

С этих позиций становится понятным на первый взгляд совершенно необычное присутствие в Ташджилгинском рифтогенном блоке низкощелочных риодацит-риолитов, которые по петрохимическим (корунднормативный состав) и геохимическим (см. табл. 53) особенностям не могут быть производными щелочно-базальтоидных расплавов, но зато обнаруживают близкое сходство с абиссальными гнейсотоналит-гнейсогранодиорит-гранитами Булункульской и Аличурской зон.

* *
*

1. В пределах Юго-Восточного Памира выделяется два контрастных типа вулканических пород основного состава, относящихся к толеитовой и щелочно-базаль-

Редкоземельный состав (г/т) вулканических пород Ташджилгинского блока Юго-Восточного Памира

Номер образца	Rb	Sr	Ba	Y	Cr	Ni	Co	Zn	Pb	Cu	Sn	W	Mo	P	B
Субщелочные высокотитанистые пикробазальты чатырташской свиты, T₂₋₃															
НП-85-I	71	86	187	157	800	672	66	120	≤20	243	5,2	11	1,4	400	16
6020	4,5	320	187	271	820	382	43	132	≤20	115	6	12	2	400	28
6021	5,0	120	100	114	940	694	67	223	≤20	36	5	20	1,5	200	27
6022	4,0	373	200	143	1000	302	30	150	≤20	82	1,6	11	1,4	400	35
6023	5,5	373	146	140	700	589	67	87,5	≤20	112	5,2	20	1,7	400	45
6024	31,0	330	1000	143	1040	470	53	92	≤20	18,2	5,2	8	1,7	600	52
6025	18,0	606	300	186	840	483	63	130	≤20	58	1,7	12	4,2	600	34
3-90а	48	330	80	170	600	527	51	90	≤20	95	4,7	7	1,7	600	8
3-90г	57	213	167	150	560	420	37	205	≤20	42	4,7	30	1,9	1800	9
Риодациты ирикянской свиты, T₂₋₃															
6031	158	58,3	776	≥10	31,2	≤4,6	≤3,3	32,5	≤20	≤1,7	4,6	6,4	1,9	600	70
6034	142	79,2	647	≥10	31,2	≤4,6	≤3,3	37,5	≤20	≤1,7	4,5	8,5	1,3	800	65
Номер образца	La	Ce	Sm	Nd	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu	U	Th	Ta	Hf	Sc
Субщелочные высокотитанистые пикробазальты чатырташской свиты, T₂₋₃															
3-90а	12,2	29,6	5,9	18,1	1,84	4,42	0,76	0,27	1,56	0,2	1,16	1,53	0,24	3,87	35,6
Риодациты ирикянской свиты, T₂₋₃															
6031	30,7	60,6	4,7	23,0	1,38	3,46	0,64	0,5	2,1	0,26	2,0	13,6	0,45	4,53	6,5

Примечание. Автор проб - А.Г.Владимиров.

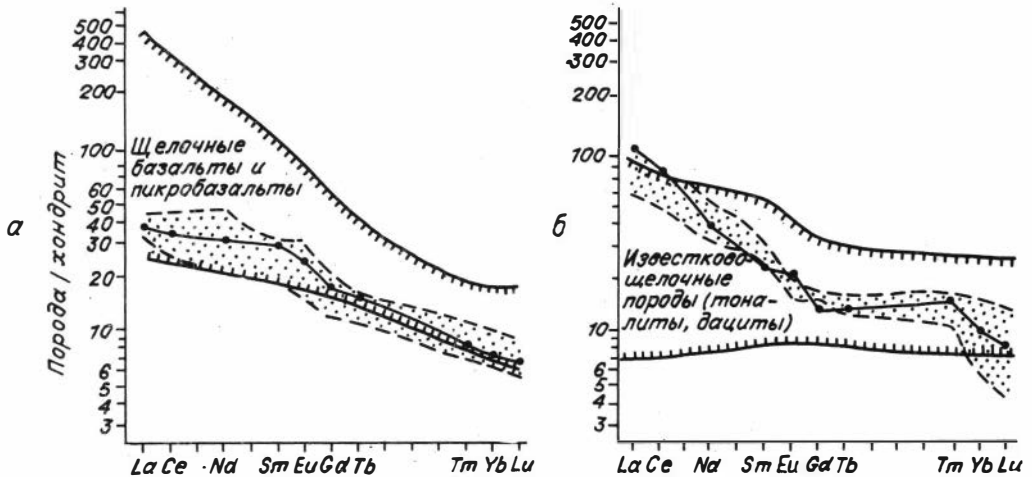


Рис. 57. Распределение РЗЭ в триасовых пикробазальтах чатырташской свиты (а) и риодацитах ирикянской свиты (б) ЮВП. Ограничивающие контуры щелочных базальтов и пикробазальтов континентальных рифтов, океанических островов (а) и известково-щелочных тоналитовых (дацитовых) серий (б) даны в соответствии с/327/. Крапом нанесены области составов раннемезозойских субщелочных пикробазальтов султарсардинского и тупондаринского комплексов (а), а также гнейсотоналит-гнейсогранодиоритов гунтского комплекса (б) Аличурской зоны. Их сравнение с соответствующими спектрами РЗЭ в триасовых вулканитах ЮВП, показанных линией, обнаруживает близкое сходство.

тоидной (субщелочной, по /I6I/) петрохимическим сериям. Вулканизм эволюционировал в следующей последовательности: трещинный тип излияний нижнепермских толеитовых расплавов, охватывавший внутреннюю часть КВП (Промежуточная зона), сменился в конце поздней перми щелочно-базальтоидным вулканизмом центрального типа с образованием пирокластических толщ. Ареалы проявления щелочно-базальтоидного вулканизма существенно сократились и, вероятнее всего, были связаны с деятельностью вулканов вдоль глубинных разломов. Следующим этапом, отвечавшим позднему триасу, явилась структурная перестройка региона, когда щелочно-базальтоидный вулканизм оказался сконцентрированным только в рифтовых зонах. Судя по олистостромово-вулканогенной природе последних и присутствию экзотической фауны, заложение и развитие рифтов происходило над региональным сводовым поднятием, которому в настоящее время соответствуют глубокоэродированные Аличурская и Будункульская зоны.

2. По особенностям вещественного состава нижнепермские базальты отвечают оливиновым толеитам активных континентальных окраин, триасовые – субщелочным оливиновым базальтам и пикробазальтам с высокими содержаниями железа, титана и фосфора (Fe-Ti-базальты). Последние характерны для горячих пятен литосферы.

3. Присутствие в составе рифтогенного структурно-вещественного комплекса низкощелочных корундодормативных кремнекислых вулканитов, имеющих типично коровые геохимические параметры, указывает на высокотемпературный метаморфизм и плавление верхних слоев литосферы, расположенных над мантийным источником щелочно-базальтовых магм.

3.2. Триасовые гипербазиты, габброиды и плагиограниты

3.2.1. Гипербазиты седекского комплекса, Т?

На Юго-Восточном Памире выходы гипербазитов известны только в бассейне р. Седек (Ташджилгинский блок Периферийной зоны), где они впервые были обнаружены В.И. Дроновым в 1968 г. Впоследствии эти гипербазиты упомянуты В.А. Швольманом, который рассматривал их в основании мезозойских офиолитов Южного Памира /258/. Геологическая и петрографическая характеристика дана В.И. Будановым и В.И. Дроновым /20/. По морфологии – это линзообразные тела протяженностью в первые десятки и мощностью до 20 м, залегающие среди метавулканической кульд-жилгинской свиты, С?–Т (см. раздел 3.1). Контакты тел тектонические, без признаков высокотемпературного прогрева вмещающих пород. По описаниям этих же авторов они целиком сложены пластинчатыми серпентинитами с редкой вкрапленностью Руды и примесью Карб. Отмечаются также псевдоморфозы слюдястого минерала по ортопироксену. Химические анализы (табл. 54) указывают на апогарцбургитовый состав, сходный с гипербазитами гармчашминского комплекса Аличурской зоны (см. раздел 2.3.1). Кроме альпинотипных апогарцбургитов здесь развиты оливиновые хлоритовые (\pm Серп) породы, вероятнее всего, метасоматического происхождения.

3.2.2. Габбро-диабазы
и плагииграниты глыксурдинской серии*, T₂₋₃

Раннекимммерийские габбро-диабазы впервые выделены А.М.Месхи и В.И.Будановым в качестве самостоятельного глыксурдинского комплекса в 1964 г. /18, 166/, позднее охарактеризованы Э.А.Дмитриевым /185, 197/. В эту ассоциацию были объединены крупный массив в Ташджилгинском блоке Периферийной зоны, а также многочисленные жилы и дайки, имеющие сквозное распространение в структурах Юго-Восточного Памира. Всеми исследователями отмечалась условность этого объединения, поскольку массивы существенно отличаются как по условиям залегания, так и по петрографическим особенностям. В данной работе они рассматриваются раздельно и к собственно глыксурдинскому комплексу отнесен только одноименный массив Ташджилгинского блока.

Таблица 54
Химический состав (мас.%)
ультрабазитов (серпентинитов)
седекского комплекса
(Периферия зона ЮВ)

Компоненты	I5/Ia	I5/Iб	I5/Iг	I5/Iе
SiO ₂	38,89	37,54	39,85	39,50
TiO ₂	0,09	0,16	0,09	0,15
Al ₂ O ₃	1,57	3,87	1,56	2,31
ΣFeO	6,28	6,90	6,52	7,93
MnO	0,06	0,08	0,06	0,05
MgO	35,13	32,96	38,00	36,44
CaO	2,52	1,62	0,42	0,42
Na ₂ O	0,10	0,10	0,10	0,07
K ₂ O	0,12	0,10	0,05	0,22
П.п.п.	14,84	16,13	12,84	12,73
P ₂ O ₅	0,05	0,08	0,09	0,06
Сумма	99,65	99,54	99,58	99,88

Примечание. Автор проб -
В.И.Дронов /20/.

определяется достаточно уверенно по присутствию обломков плагиигранитов в кремнекислых туфах и туфоконгломератах мурзабекской и ирикякской свит, а также в перекрывающей их палеонтологически охарактеризованной ташджилгинской олистостреме, T₂₋₃ /197/.

Габбро-диабазы представлены с-з массивными породами, состоящими из слабо-

Глыксурдинский массив расположен в районе пос.Башгумбоз, где его выходы обнажаются сплошной полосой на расстоянии нескольких километров в цоколе террасы Аличурской долины. Первоначальные размеры и морфология массива неизвестны, так как большая его часть перекрыта по Ядилькуль-Ожногурумдинскому надвигу /76/ blastомилонитами и blastокатаклазитами Корумдинской зоны ЮЗП. В самих габброидах процессы катаклаза и милонитизации также интенсивно проявлены и практически полностью затушевывают особенности их внутреннего строения. Специфической чертой является присутствие жил плагиигранитов, которые прорывают габброиды, но в то же время деформированы с ними в едином структурном плане. Ареалы развития габбро-диабазов и плагиигранитов практически совпадают. По наблюдениям В.И.Дронова, кроме Глыксурдинского массива, те и другие установлены в Ташджилгинском блоке в виде изолированных даек мощностью до 0,5-1,5 м, прорывающих пикробазальты чатырташской свиты (T₂₋₃). Верхняя возрастная граница

* Плагиигранитофилы, включенные в эту серию, впервые были обнаружены В.И.Дроновым в 1966 г. и выделены им в самостоятельный абдулаханск комплекс. Позднее Р.Б.Баратовым и др. /11/ к абдулаханскому комплексу ошибочно тнесены габбро-диабазы Глыксурдинского массива, которым был приписан протерозойский возраст. Это недоразумение сохранилось до сих пор, и в работе /184/ один и тот же Глыксурдинский массив описан дважды как петротип абдулаханского (PR?) и глыксурдинского (T₂₋₃) комплексов.

зонального андезина (45–65 %), диопсида (35–45 %) и рудных минералов. Постоянно отмечается светло-зеленая роговая обманка, обычно полностью замещающая клинопироксен. Первично-магматические офитовые и пойкилоофитовые структуры сохраняются только в реликтах в blastokataclastic разностях. В последних появляется также наложенный Кв-Кш-интерстициальный парагенезис и лейсты биотита, развивающиеся по роговой обманке. Вторичные изменения, кроме окварцевания и калишпатизации, выражены в виде интенсивной сосюритизации и хлоритизации пород.

Таблица 55
Содержание петрогенных (мас.%)
и редких (г/т) элементов в габброидах
и плагиогранитах глыксурдинской серии
(Ташджилгинский блок Периферийной зоны КВП)

Компо- ненты	БП-85/66	БП-85/68	БП-85/69	БП-85/313
	1	2	3	4
SiO ₂	53,81	71,65	73,89	76,33
TiO ₂	1,02	0,23	0,15	0,32
Al ₂ O ₃	13,87	13,33	12,96	11,88
ΣFeO	9,98	2,86	1,81	3,04
MnO	0,21	0,11	0,11	0,12
MgO	5,47	0,51	0,47	0,52
CaO	6,68	4,97	2,16	0,95
Na ₂ O	3,79	4,12	5,75	4,43
K ₂ O	0,98	0,21	0,31	0,92
П.п.п.	4,10	1,92	2,34	1,41
P ₂ O ₅	0,16	0,09	0,06	0,07
Сумма	100,07	100,00	100,01	99,99
Rb	35	7,5	9,0	29
Sr	347	500	240	53
Ba	120	26,6	33	140
V	260	20	20	29
Cr	142	68	40	125
Ni	33	4	4	31
Co	18	5,0	5,0	5

Примечание: 1 – габбро-диабаз, 2–4 – плагиогранофиры; авторы проб – А.Г.Владимиров, С.Ю.Беляев.

Судя по химическому и редкоэлементному составу (табл.55), габбро-диабазы глыксурдинского комплекса близки к геосинклинальным базальтам континентальных провинций (по Б.Г.Лутцу /157/). От габброидов офиолитового типа их отличает повышенное содержание калия и рубидия /124/, хотя следует отметить, что обогащенность этими элементами может иметь вторичный характер.

Плагиограниты – это массивные белые породы, состоящие из Кв (35–40 %), олигоклаз-андезина (50–60 %), единичных псевдоморфов Хл, Эп и Акт по Би? и Амф (~1–2 %), рудных минералов. В отличие от габбродиабазов эти породы в меньшей

степени подвержены катаклазу и повсеместно сохранили первично-магматическую гранофировую структуру. По петрографическим особенностям и вещественному составу они обнаруживают близкое сходство только с плагиогранитами офиолитовых комплексов /124/. В отличие от "континентальных" риолитов и гранофиоров в них резко снижены содержания K_2O ($< I$ мас.%), Rb (< 30 г/т), повышены содержания St и Cr (см. табл.55).

Следует отметить, что кроме Ташджилгинского блока, плагиогранофиры обнаружены также в Муздубулакском блоке Периферийной зоны, где они представлены многочисленными обломками и гальками в одноименной свите, которая в свою очередь перекрывает субщелочные пикробазальты ничкеджилгинской свиты, T_{2-3} (см. раздел 3.1.1).

3.2.3. Габбро-долериты зоракбуринского комплекса, T_3

В качестве самостоятельного комплекса выделены Ю.Д.Полыновым на примере Зоракбуринской группы тел, расположенной на левом борту р.Курустык; ранее они включались в состав рассмотренного выше глыксурдинского комплекса /184, 185, 197/. Кроме габбро-долеритов зоракбуринского петротипа, к этой ассоциации, вероятно, относятся Верхнебазардаринская, Акархарская и Шиндлийская группы тел, а также многочисленные маломощные силлы и дайки, прорывающие палеонтологически охарактеризованные пермские и верхнетриасовые отложения Юго-Восточного Памира /184/. С глыксурдинскими габброидами прямых взаимоотношений не имеют из-за пространственной разобщенности. Верхняя возрастная граница определяется как поздний триас, на основании срезания габбро-долеритовых тел раннеюрскими редкометалльными гранитами в Уртабузском и Курустыкском массивах (см. раздел 3.3). Результаты $K-Ar$ -определений дают значения от 98 до 125 млн лет, что, очевидно, связано с омоложением радиологического возраста в меловое время /184/.

В наиболее крупных силлах (Зоракбуринский массив и др.) преобладающей разновидностью является с-з или к-з габбро-долериты, состоящие из кумулусного оливина (до 5-10 %), зерна которого включены в Клп-Пл-пойкилофитовый агрегат. Плагиоклаз отвечает зональному андезит-лабрадору, клинопироксен-диопсид-авгиту. Широко развиты позднемагматические реакционные Амф и Би; в интерстициях может появляться Кш (до 5 %). Акцессорные минералы - $Cu-Fe$ -сульфиды, Ап, Ил. В мелких телах, особенно в ареалах, расположенных вблизи гранитов или в их надвнутрузивных зонах, габбро-долериты сильно изменены. Это выражается не только в развитии собственных постмагматических минералов (Серп, Хл, Эп, соссорит), но и в площадном окварцевании, альбитизации и калишпатизации пород.

Химический и редкоэлементный состав пород приведен в табл.56. От глыксурдинских габброидов (см. табл.55), эти породы отличаются повышенной меланократовостью, известковистостью и относительно высокими концентрациями никеля. По этим параметрам, а также присутствию кумулусного оливина, они сходны с перидотит-пироксенитовыми силлами тупондаринского комплекса Аличурской зоны ЮЗП (см. раздел 2.3.5), если предположить глубокую дифференциацию последних с фракционированием Ол и возможно части Клп.

Содержание петрогенных окислов (мас.%)
и редких (г/т) элементов
в габбро-долеритах зоракбуринского комплекса (Т₃)
Юго-Восточного Памира

Компо- ненты	1	2	3		4	
	(6)	(5)	4618	4619	4520	4522
SiO ₂	47,0	48,4	45,00	45,74	44,46	49,22
TiO ₂	1,4	1,5	1,62	1,55	1,28	1,81
Al ₂ O ₃	15,7	14,9	16,71	15,92	15,14	16,17
ΣFeO	9,2	10,6	9,72	10,11	9,19	10,09
MnO	0,13	0,22	0,16	0,16	0,14	0,16
MgO	7,2	7,3	6,56	7,08	12,80	6,10
CaO	8,4	7,0	11,97	11,64	10,32	10,74
Na ₂ O	3,0	3,7	2,66	2,37	2,40	3,71
K ₂ O	0,8	1,3	1,02	1,28	0,79	0,45
П.п.п.	6,4	4,7	3,90	4,04	3,54	1,56
P ₂ O ₅	0,20	0,29	0,33	0,35	0,30	0,35
Сумма	99,43	99,91	99,65	100,24	100,36	100,36
Rb			26	37	46	9,0
Sr			620	966	375	445
Ba			246	433	330	180
V			230	300	350	370
Cr			128	130	115	110
Ni			67	78	52	58
Co			33	30	30	33

Примечание: 1 - Акархарская, 2 - Шиндйская группы тел; 3 - Зоракбуринский массив (неизмененные оливиновые габбро-долериты); 4 - экзоконтакт Уртабузского массива. Авторы проб: 1,2 - Э.А.Дмитриев /184/, 3,4 - А.Г.Владимиров. В скобках дано число анализов.

3.3. Ранне-среднеюрские редкометалльные граниты

Олово-вольфрамоносные редкометалльные гранитоиды широко распространены на Южном Памире. В начале 60-х годов, благодаря работам А.М.Месхи и В.И.Буданова /18,166/, они выделены в самостоятельный башгумбозский комплекс двуслюдяных порфиридных гранитов (К₁). К этому комплексу был отнесен ряд массивов, развитых в структурно-формационных зонах Юго-Восточного Памира, а также вдоль границы с Рушан-Шартским Памиром: Башгумбозский, Бозтеринский, Уртабузский, Базардаринский, Каттамарджанайский, Мургабский и др. (см. рис.2). Их нижнемеловой возраст обосновывался прорыванием гранитами юрских известняков в Каттамарджанайском массиве /197/. Позднее они изучались Г.С.Аверьяновым, М.Б.Акрамовым, Л.Н.Афиногеновой, Р.Т.Балыевой, В.Е.Верхотуровым, В.Н.Волковым, А.Г.Владимировым, Л.В.Идрисовой, В.В.Могаровским, Ю.Б.Пейкре, О.А.Сусиным, Р.Х.Хасановым и др. В итоге объем комплекса был значительно сокращен за счет исключе-

ния сходных гранитоидов Рушан-Пшартской группы зон /I85, I97/. Установлена их принадлежность к формации высокоглиноземистых гранитов /I69/, а в геохимическом отношении - к редкометалльно-пламзитовому типу /I70/. Изучена глубинная морфология отдельных массивов /2I6/, вещественный состав /I86/, особенности постмагматического олово-вольфрамового оруденения /I, IO и др./, проведено Rb-Sr-датирование /I3I/.

Принципиальные результаты, свидетельствующие о двухэтапном формировании редкометалльных гранитов КВП, получены А.Г.Владимировым и др. /35/ и независимо - М.А.Тютиним, М.М.Безутловым /232/. К раннемезозойскому этапу (J_{1-2}) были отнесены высокоборные граниты с существенно вольфрамовым оруденением (Башгумбезский, Бозтеринский, Уртабузский, Курустыкский), а к позднемезозойскому (K_{I-2}) - литий-фтористые граниты с существенно оловянным оруденением (Базардинский, Каттамарджаявский).

Настоящая глава посвящена описанию раннемезозойских гранитов. В основу положены оригинальные материалы авторов и данные геолого-съёмочных работ (Л.В.Идрисова, Р.Т.Беляева, Ю.Д.Полынов). Схема корреляции гранитов, указывающая на сложный, мультиплетный характер их становления, разработана впервые.

3.3.1. Описание массивов

Башгумбезский массив расположен на северном склоне Южно-Аличурского хребта в междуречье Башгумбез-Гурумды. Гранитоиды сосредоточены на водораздельном гребне Кара-Дунг и занимают площадь около 100 км². В 70-х годах массив закартирован Р.Т.Беляевой, монографическое описание выполнено А.Г.Владимировым и др. /I86/. На современном эрозионном срезе pluton имеет треугольную форму с вертикальными врезами по речным долинам до 1-1,2 км (рис.58). По геофизическим данным /I86, 2I6/, площадь нескрытой части составляет 230 км². Глубинная морфология близка к плитообразной (чечевицеобразной) с относительно пологой нижней кромкой и неровной апикальной поверхностью, напоминающей свод с провесами кровли. Вертикальная мощность 4-5 км, что объясняется срезанием его подошвы горизонтальным надвигом. Тектоническая расслоенность на глубинах 5-6 км фиксируется с помощью геофизических методов в виде мощных зон повышенной трещиноватости. О значительных горизонтальных перемещениях свидетельствуют также многочисленные надвиги, отмеченные Р.Т.Беляевой в верхней части массива, а также полученные при геофизическом моделировании данные о присутствии в его центральной части маломощных пластин высокоплотных пород, которые могут трактоваться как тектонические чешуи основных вулканитов.

Вмещающие породы представлены вулканогенно-терригенным разрезом ($S^?$ - T_{2-3}) Ташджилгинского блока Периферийной зоны КВП и трансгрессивно перекрывающими его известняками дарбазаташской и гурумдинской свит юры (см. рис.49,58). Краткая характеристика доюрских отложений, имеющих олистостромовую природу и перемежающихся с основными и кислыми вулканитами, приведена выше. Их контакты с гранитами резкие, со срезанием плоскостей напластования. По метapelитам восточного борта массива фиксируется зональный метаморфический ореол (появление Анд, Корд), ширина которого в зависимости от глубинной конфигурации гранитов достигает 1-1,5 км. Судя по Gr-Bi-Корд-Анд-парагенезису и составу минералов в роговиках внутренней зоны (табл.57), а также отсутствию в них ставролита, температура контактового метаморфизма вблизи гранитов превышала 650 °C. Особенности зонального граната, имеющего высокую долю спессартинового компонента и

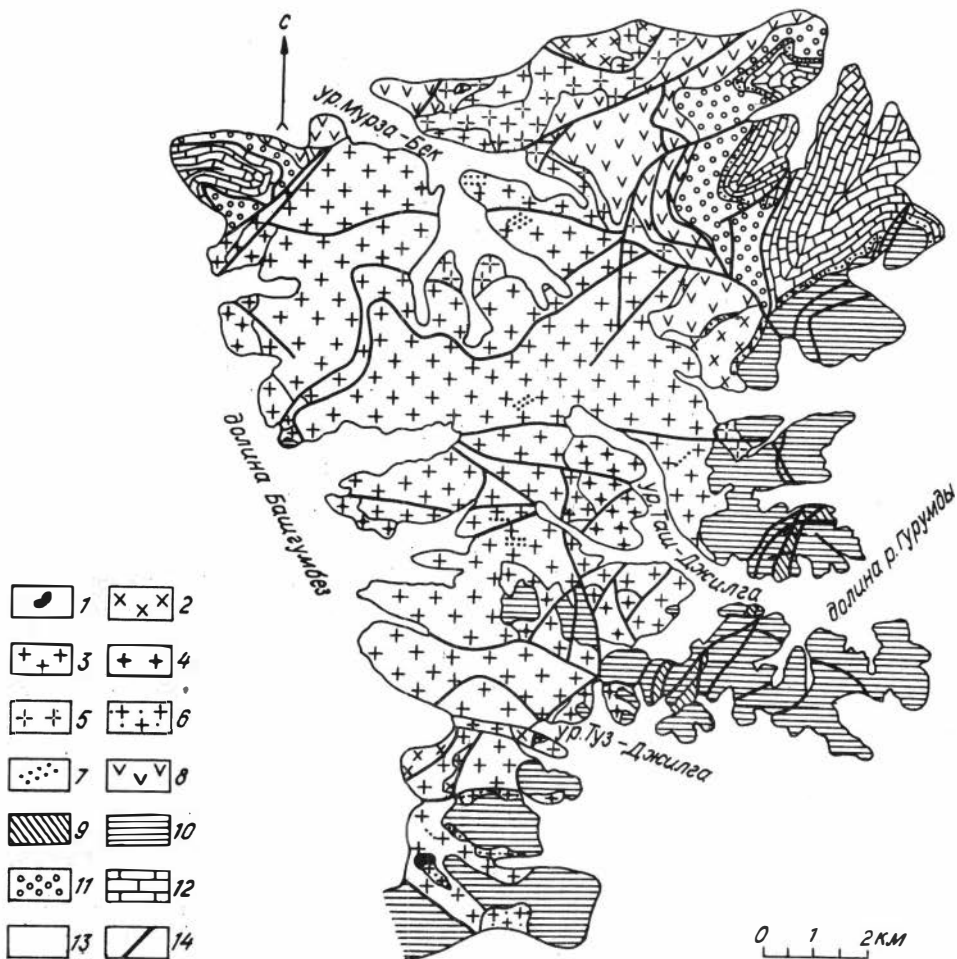


Рис. 58. Геологическая схема Башгумбеского гранитоидного массива. Составлена Р.Т.Бөляевой /186/.

Интрузивные образования раннего ритма ранне-среднеюрских гранитоидов КВП (башгумбеский комплекс): I - кварцсодержащие сиенодиориты I-й фазы; 2 - м-з, с-з порфировидные кордиерит-двуслюдяные адамеллиты 2-й фазы; 3 - к-з порфировидные кордиерит-двуслюдяные граниты 3-й фазы (ГФ); 4 - г-з равномерно-зернистые или слабoporфировидные кордиеритсодержащие двуслюдяные граниты 4-й фазы (ФДИ); 5 - с-з, кордиеритсодержащие двуслюдяные граниты и лейкограниты 5-й фазы (ЗФ₁); 6 - м-з, аллитовидные мусковитовые и турмалин-мусковитовые лейкограниты 6-й фазы (ЗФ₂); 7 - поздние дайки лампрофиров, спессартитов, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров, нерасчлененные. Стратифицированные образования Ташжилгинского блока КВП: 8-10 - вулканогенно-осадочные отложения С?-Т₂₋₃ (8 - т₁-пикробазальты, т₁-базальты, дациты и риолиты, нерасчлененные, 9- кремнисто-карбонатные отложения, 10 - глинистые, алевролитовые и песчаниковые отложения); II - ташжилгинская олистостромовая свита, Т₂₋₃; I2 - дарбазаташская песчано-конгломератовая и гурумдинская карбонатная свиты, J₁; I3 - четвертичные отложения; I4 - разломы.

Химический состав (мас.%) железо-магнезиальных минералов
из роговиков внутренней зоны контактового ореола Башгумбезского массива
(обр.2045)

Компо- ненты	Гр ₁		Гр ₂		Гр ₃		Корд ₁		Корд ₂
	ц	к	ц	к	ц	к	ц	ц	к
SiO ₂	36,5	36,4	37,1	37,4	36,9	37,1	45,3	45,9	45,8
TiO ₂	0,28	0,08	0,16	0,05	0,21	0,06	0,01	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	20,43	20,55	20,38	20,13	20,37	20,70	31,64	31,71	31,91
ΣFeO	16,27	25,61	26,91	29,43	16,98	28,22	15,60	15,06	15,17
MnO	24,51	14,31	13,67	10,84	24,27	12,42	0,80	1,32	1,40
MgO	0,38	0,71	0,79	0,84	0,38	0,78	3,66	3,72	3,72
CaO	1,59	1,44	1,00	1,22	1,35	0,83	0,08	0,13	0,13
Na ₂ O	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0,18	0,24	0,23
K ₂ O	н е о п р е д е л я л с я								
Сумма	99,96	99,10	100,01	99,91	100,46	100,11	97,27	98,09	98,38
f, %	96,0	95,3	95,0	95,2	96,2	95,3	71,6	71,2	71,4

Примечание. Минеральный парагенезис обр.2045: Кв+Би+Му+Корд+Гр+Анд+Граф+Ил+Ап.

ярко выраженный изоморфизм Fe \rightleftharpoons Mn, позволяют оценить изменение общего давления для ассоциации Гр+Би+Корд+Анд+Кв (см. табл.57, обр.2045). Согласно /145/, возрастание f^{TP} с 39-40 до 63-69 % при $f^{Корд} = 71-71,5$ %, соответствует увеличению $P_{общ}$ от 0,3 до ~ 1,7 кбар. В целом для роговиков Башгумбезского массива характерен кордиеритовый профиль. По типу минеральных парагенезисов и P, T-оценкам можно говорить об амфибол-роговиковой фации для пород внутренней зоны и мусковит-роговиковой - для внешней зоны.

В южной части массива сохранился останец кровли (300x400 м) с широко развитыми хлорит-мусковитовыми метасоматитами по роговикам, зонами турмалинизации и скарнами (M = 7-8 м) Кв-Би-Микр-Пи-Гр-состава. Юрские известняки с гранитами не соприкасаются.

Формирование Башгумбезского массива происходило в несколько интрузивных фаз (от ранних к поздним): 1 - м-з, с-з кварцсодержащие кордиерит-биотитовые сиенодiorиты (< 0,1 км²); 2 - с-з порфиroidные кордиерит-двуслюдяные амаеллиты и граниты (2,1 км²); 3 - к-з порфиroidные кордиерит-двуслюдяные граниты с фацией пегматoidных гранитов (57 км²); 4 - г-з, р-з, реже порфиroidные кордиерит- и андалузитсодержащие двуслюдяные граниты и лейкограниты (10,5 км²); 5 - с-з, р-з двуслюдяные лейкограниты (4,5 км²); 6 - м-з, р-з двуслюдяные лейкограниты и турмалин-мусковитовые аплитовидные лейкограниты (< 2 км²). Эволюция химизма гранитоидов отвечает простому гомодромному ритму. Общей минералогической особенностью является биотит-мусковитовый состав, постоянное присутствие в породообразующей или акцессорной форме кордиерита, аномальная обогащенность турмалином.

Наиболее значительны по объему крупновкрапленные граниты 3-й фазы (более 85 % площади). Они слагают центральную часть массива и выходят на его флангах, погружаясь под вмещающие породы (см. рис.58). Породы ранних фаз присутствуют в

крупновкрапленных гранитах в виде ксенолитов, в том числе образуют несколько крупных выходов (блоков-ксенолитов) по периферии массива. Более поздние граниты представлены преимущественно пластообразными телами, дайками, реже штоками. Они прорывают граниты главной фазы, что подтверждается срезанием вкрапленников Кшш, ксенолитов и появлением на контактах мелкочешуйчатых биотитовых оторочек. Наиболее крупные пластины поздних гранитов приурочены к контактовой поверхности главной фазы и конформны по отношению к ней. Их расположение подчеркивает слабо выраженную куполовидность апикальной поверхности массива.

Несмотря на преобладание в Башгумбеском массиве крупно- и грубозернистых разновидностей, содержащих вкрапленники Кшш до 5-10 см (высокая флюидонасыщенность гранитной магмы), обращает на себя внимание практически полное отсутствие собственно пегматитовых жил. Только в некоторых случаях количество мегакристаллов Кшш в гранитах главной фазы становится настолько большим, что породы приобретают пегматоидный облик. Отмечаются также случаи исчезновения вкрапленников Кшш. Конфигурация подобных участков самая разнообразная, размеры - первые метры в поперечнике, контакты - постепенные. Редкие кварцевые жилы, проявлены обычно в кровле, в непосредственной близости от контакта с гранитами. Здесь же встречаются мелкие зоны грейзенизации, иногда со слабыми повышенными содержаниями мышьяка и олова.

Завершается формирование Башгумбеского массива дайками слюдяных лампрофиров, диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров.

Бозтеринский массив находится на южном склоне Северо-Аличурского хребта, напротив устья р.Ак-Архар (см. рис.2). Он интересен тем, что обнажен только в своей апикальной части в виде двух близкорасположенных изолированных штоков ($S_{\text{общ}} \sim 1,5-2 \text{ км}^2$) и содержит грейзеново-жильное существенно вольфрамовое оруденение. Судя по масштабам развития роговиков наднятрузивной зоны, а также геофизическим данным /216/, площадь нескрытой части сопоставима с Башгумбеским массивом ($\geq 200 \text{ км}^2$). Глубинная морфология массива плитообразная, с неровной гребневидной апикальной поверхностью ($H \sim 5-6 \text{ км}$). Один из гребневидных выступов и представляет собой собственно Бозтеринский массив, вскрытый по борту долины р.Ак-Архар на 350-500 м.

Вмещающие породы - песчано-сланцевые отложения каменноугольно?-триасового возраста (Промежуточная зона КП), превращенные в наднятрузивной зоне в тонкозернистые кордиерит- и андаузитсодержащие роговики ($\text{Кв} + \text{Пл} \pm \text{Кшш} \pm \text{Му} \pm \text{Корд} \pm \text{Анд} \pm \text{Рудн}$). Вблизи гранитных выступов отмечаются породы Гр-Корд-Анд-Би-состава, сопоставимые по степени метаморфизма с высокотемпературной зоной контактового ореола Башгумбеского массива. Характерной особенностью кровли является площадное развитие низкотемпературных метасоматитов, связанных, очевидно, с постмагматической стадией становления гранитов (мусковитизация, турмалинизация).

Массив закартирован Р.Т.Беллевой, установившей его трехфазное строение (от ранних к поздним): 1 - к-з, порфировидные кордиерит-двуслюдяные граниты (60 %); 2 - с-з, р-з кордиеритсодержащие двуслюдяные граниты и лейкограниты (40 %); 3 - жилы аплитовидных турмалин-мусковитовых лейкогранитов и аплитов. По структурно-текстурным признакам указание разновидности легко сопоставляется с гранитами 3, 5- и 6-й интрузивных фаз Башгумбеского массива. Сходство усиливается благодаря идентичности минерального состава, присутствию кордиерита, обогащенности турмалином. Отметим также, что крупновкрапленные граниты главной фазы содержат многочисленные мелкие ксенолиты кварцевых сиенодиоритов и адамеллитов.

Наиболее поздними являются дайки лампрофиров и гранит-порфиров, прорываю-

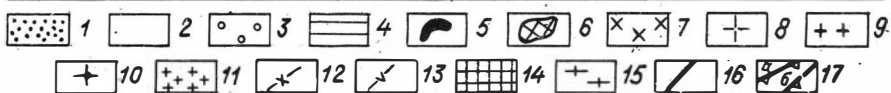
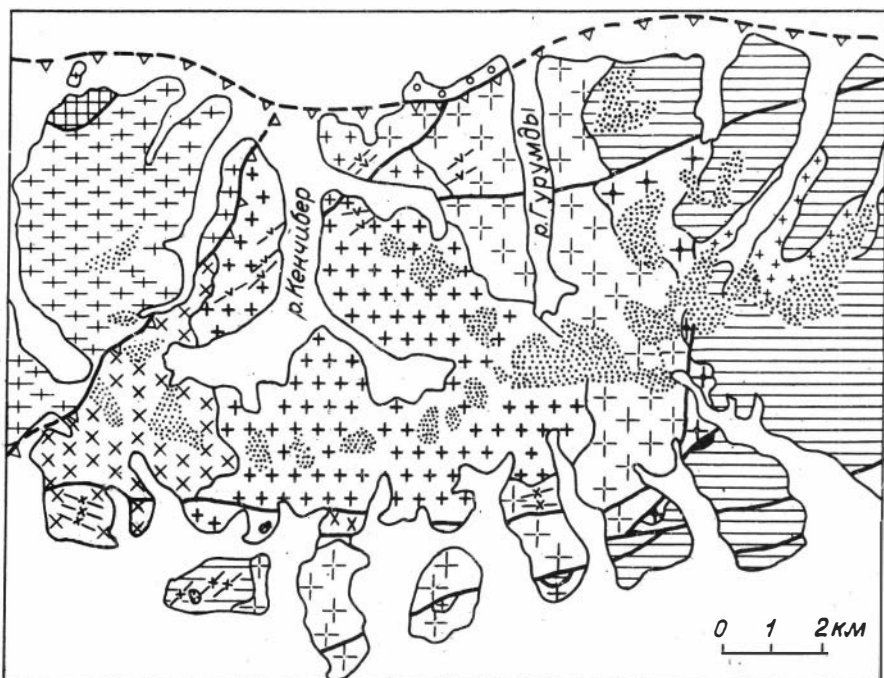


Рис.59. Геологическая схема Уртабузского массива. Составлена А.Г.Владимировым, С.Н.Рудневым с использованием материалов геолого-съемочных работ Л.В.Идрисова.

I - ледники; 2 - рыхлые четвертичные отложения; 3-13 - образования Юго-Восточного Памира: 3 - прские карбонатные отложения, 4 - триасовые (?) песчано-сланцевые отложения, в той или иной степени ороговикованные, 5 - габбро-диабазы зоракбуринского комплекса (T_{2-3}); 6-12 - ранне-среднеюрские редкометалльные гранитоиды (ранний ритм: 6 - м-з, биотит-роговообманковые кварцевые диориты I-й фазы, 7 - г-з порфиробластические двуслюдяные гранодиориты 2-й фазы, 8 - к-з равномерно-зернистые или слабопорфировидные двуслюдяные граниты и лейкограниты 3-й фазы; поздний ритм: 9 - порфировидные двуслюдяные адамеллиты и граниты I-й фазы, 10 - среднезернистые слабопорфировидные двуслюдяные граниты 2-й фазы, 11 - мелкозернистые и аплитовидные двуслюдяные и мусковит-турмалиновые лейкограниты 3-й фазы, 12 - связанные с ними дайки того же состава; 13 - послегранитовые дайки милонитизированных диабазов; 14,15 - кристаллические образования Юго-Западного Памира: 14 - милониты по гнейсотоналитам корумдинского комплекса ($r_2?$), 15 - граниты памирского комплекса, нерасчлененные (N_1); 16 - разломы; 17 - надвиги (а - достоверно установленные, б - предполагаемые).

ще не только граниты, но и связанные с ними зоны грейзенов, альбититы и вольфрамитсодержащие кварцевые жилы.

Уртабузский массив расположен в восточной части Южно-Аличурского хребта

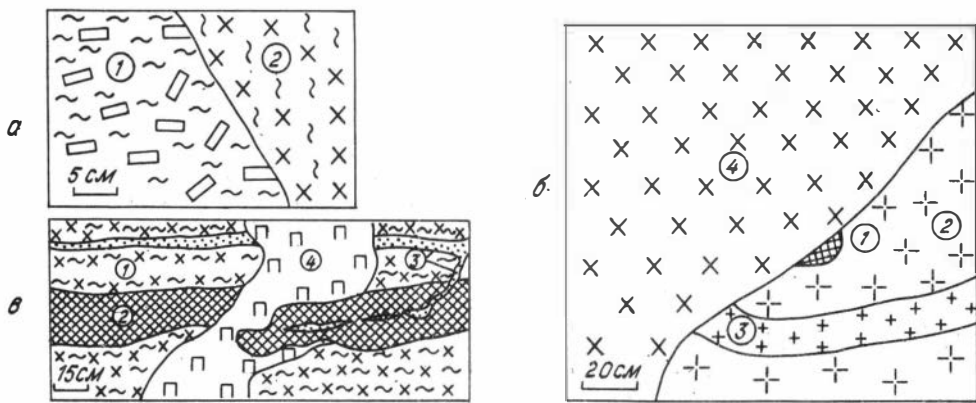


Рис.60. Зарисовки обнажений в Уртабузском полихронном массиве по А.Г.Владимирову:

а - обн.4125 (южные отроги Южно-Аличурского хребта, севернее оз.Кук-Джигит): 1 - грубозернистые порфиробластические биотитовые гранодиориты 2-й фазы раннего ритма, 2 - среднезернистые порфировидные двуслюдяные адамеллиты I-й фазы (ГФ) позднего ритма. Наблюдается срезание порфиробластических кристаллов калишпата и гнейсовидности пород; б - обн.4148 (там же): 1 - ксенолит вмещающих песчаников, 2 - грубозернистые порфировидные (до пегматоидных) двуслюдяные лейкограниты 3-й фазы раннего ритма, 3 - их аплиты, 4 - с-з двуслюдяные адамеллиты I-й фазы (ГФ) позднего ритма; в - обн. 476I (сай Кенчибер): 1 - среднезернистые адамеллиты I-й фазы (ГФ) позднего ритма, 2 - милонитизированная базитовая дайка, 3 - реоморфическая плагиигранитная жилка, 4 - грубозернистый гранат-двуслюдяной пегматит памирского комплекса.

в междуречье Кенчибер-Турумды. В региональном плане он относится к Окраинной зоне ЮВП, прорывая и ороговиковывая (на восточном фланге) терригенно-флишеидные отложения среднего-верхнего триаса? (рис.59). На западе граничит по надвигу с неогеновыми стресс-гранитами памирского комплекса /33/. Жильная серия последних, представленная гранатсодержащими двуслюдяными аплитами и пегматитами, прорывает не только граниты Уртабузского массива, но и развитие здесь же послегранитовые базитовые дайки (рис.60). Нижняя возрастная граница определяется по срезанию гранитами оливиновых габро-долеритов зоракбуринского комплекса (T_{2-3}).

Контактный метаморфизм выражен в частичной перекристаллизации осадочных пород, однако степень метаморфизма невелика, и первичные кластогенные структуры хорошо сохранились. В непосредственном контакте с гранитами (50-80 м) установлены Би-Му-Корд⁺Анд-парагенезисы, отвечающие, вероятнее всего, мусковит-роговиковой фации метаморфизма.

Строение Уртабузского массива куполообразное, концентрически-зональное. Общая площадь $\sim 130 \text{ км}^2$. Результаты полевого картирования указывают на сложную, полихронную историю его формирования. Отчетливо выделяются два интрузивных ритма: ранний - кварц-диорит-гранодиорит-гранит-лейкогранитный и поздний - адамеллит-гранит-лейкогранитный. Каждый ритм завершается серией аплитовых жил.

Гранитоиды раннего ритма слагают внешнее кольцо, которое может быть интерпретировано как срез конуса, обращенного меньшим сечением вверх. Централь-

ная часть конуса сложена адамеллитами позднего ритма, которые, судя по ориентировке гнейсовидности, представляют собой куполовидный выступ, вложенный и частично деформировавший кольцевую структуру. Становление массива завершается внедрением пологопадающих пластообразных тел с-з и м-з гранит-лейкогранитов на восточном фланге. Эти граниты слагают также небольшой рудоносный шток, расположенный в нескольких километрах к востоку от Уртабузского массива (спутник Машале).

Последовательность внедрения интрузивных фаз следующая (от ранних к поздним).

Ранний ритм: 1 - м-з биотитовые и биотит-амфиболовые кварцевые диориты; 2 - к-з порфировидные двуслюдяные гранодиориты и адамеллиты; 3 - к-з, г-з, р-з двуслюдяные граниты и лейкограниты; 4 - аплитовидные граниты и аплиты.

Поздний ритм: 1 - с-з порфировидные двуслюдяные адамеллиты; 2 - с-з, р-з или слабопорфировидные граниты; 3 - м-з аплитовидные двуслюдяные или турмалин-мусковитовые лейкограниты, аплиты.

Ранний ритм, благодаря присутствию крупнокрапленых двуслюдяных разностей, достаточно уверенно сопоставляется с гранитоидами Башгумбеского и Бозтеринского массивов. Нарушение гомодромности фиксируется по прорыванию адамеллитами центрального штока лейкогранитов раннего ритма (см. рис.60). Наблюдалось и срезание аплитовых жил, однако расчленение последних затруднено из-за сходства структуры и вещественного состава.

Постмагматические изменения связаны с площадным катаклизмом и разгнейсованием гранитоидов. Процессы грейзенизации, турмалинизации и мусковитизации пород наиболее интенсивно проявлены только в заключительных рудоносных фазах позднего ритма (спутник Машале). Рудопроявление имеет здесь преимущественно вольфрамовую специализацию, представлено кварцевыми жилами с грейзеновыми оторочками, которые содержат шеелит, вольфрамит, касситерит и немного сульфидов. Менее развиты олово-вольфрамоносные сульфидизированные скарны.

Курустыкский массив расположен в Промежуточной зоне КВП (см. рис.2), обнажен только в апикали в виде серии разобнесенных выходов в долинах левых притоков р.Курустык (рис.61). По геофизическим данным морфология массива плитообразная, ограниченная глубинами 4-5 км. Площадь нескрытой части $\geq 150 \text{ км}^2$.

Вмещающие породы представлены песчано-алевролитовыми отложениями, $S^? - P_I$, которые под воздействием гранитов метаморфизованы в условиях мусковит-роговиковой фации. Метапелитовые роговики, сохранившие первичную кластогенную структуру, сложены биотитовыми, двуслюдяными и андалузит-двуслюдяными минеральными ассоциациями. Сквозные минералы - Кв, Пд, Ил и Мгт. Характерно обилие углистого материала. Мергелистые алевролиты преобразованы в актинолит- и кальцитсодержащие породы. Широко развиты метасоматические процессы (мусковитизация, турмалинизация).

Курустыкский массив представлен простым гомодромным рядом (от ранних фаз к поздним): 1 - с-з, порфировидные двуслюдяные адамеллиты; 2 - с-з, р-з двуслюдяные граниты; 3 - разномзернистые биотит-мусковитовые, мусковитовые и турмалин-мусковитовые лейкограниты. Завершающей стадии отвечают аплиты и лепидолитовые пегматиты. Последние преобладают и пространственно сопряжены с грейзеновыми полями, также несущими редкометалльную минерализацию. По структурно-текстурным признакам и составу перечисленные разности коррелируются с гранитоидами позднего ритма Уртабузского массива.

Адамеллиты I-й фазы слагают небольшое тело линейной формы, зажатое между двумя разломами субширотного простирания. Их возрастные взаимоотношения уста-

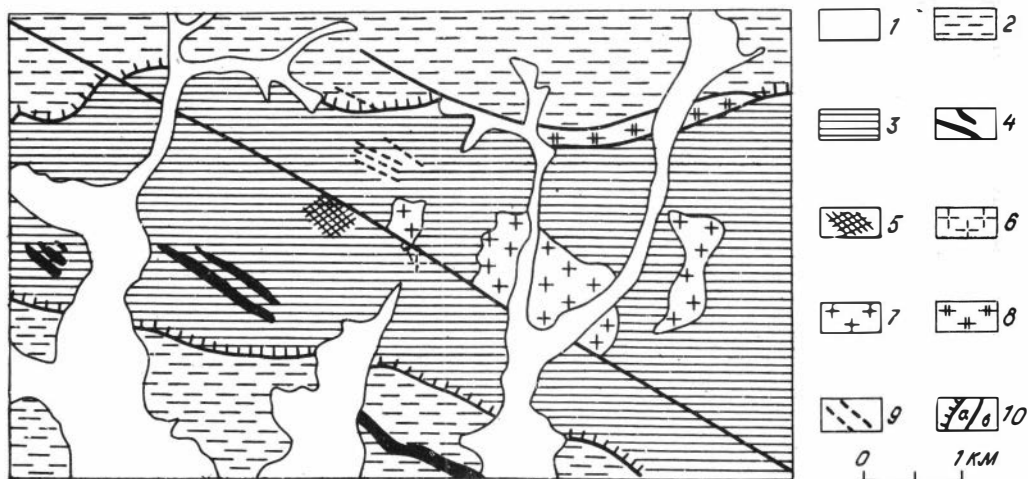


Рис.61. Геологическая схема Курустыкского массива. Составлена А.Г.Владимировым с использованием материалов Ю.Д.Полынова:

1 - четвертичные отложения; 2 - пермско-триасовые карбонатно-терригенные отложения, нерасчлененные; 3 - каменноугольные(?) песчано-сланцевые отложения, нерасчлененные; 4 - послегранитовые дайки конгло-диабазов; 5-8 - ранне-среднеюрские редкометалльные гранитоиды позднего ритма (курустыкский комплекс): 5 - пегматитовые поля, 6 - с-з, к-з, мусковит-турмалиновые граниты 3-й фазы (ЗФ), 7 - с-з, равномерно-зернистые двуслюдяные граниты 2-й фазы (ФДГ), 8 - с-з, порфировидные двуслюдяные адеманелиты и граниты 1-й фазы (ГФ); 9 - скарнированные базитовые дайки зоракбуринского комплекса, T_{2-3} ; 10 - тектонические нарушения (а - надвиги, б - разломы).

новлены только с аплитовидными гранитами. Граниты 2-й фазы представлены несколькими телами неправильной формы. Они прорваны разнотернистыми лейкогранитами, слагающими в свою очередь разобщенные дайки, штоки, мелкие выходы. Постмагматические процессы выражены в виде площадной грейзенизации и альбитизации мелких куполовидных выступов.

В надвигательной зоне развиты два дайковых комплекса: догранитные оливковые габбро-диабазы и диабазы зоракбуринского типа (см. раздел 3.2.3) и послегранитовые дайки конгло-диабазов. Первые скарнированы с образованием актинолит-хлорит-полевошпатовых метасоматитов. Вторые по химизму сходны с базитовыми дайками, завершающими становление Уртабузского массива.

Курустыкский ареал, благодаря слабой эрозии, сохранил весь ряд рудных формаций, располагающихся закономерно-зонально относительно куполовидных выходов гранитов (рис.62) /35/. В центральной части, как уже отмечалось, развиты существенно лепидолитовые пегматиты, несущие танталит-колумбитовую минерализацию. Основное практическое значение имеет более позднее и удаленное от гранитов гидротермально-грейзеновое оруденение, представленное штокверками и жилами вольфрамит-шеелит-полевошпат-кварцевого состава с флюоритом, кальцитом, хлоритом, серицитом и турмалином. В небольших количествах отмечаются касситерит, арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит и галенит (месторождение Кыркшеит). Внешняя зона ореола сложена средне-низкотемпературным кварц-сульфидным оруденением с повышенными содержаниями олова, вольфрама, молибдена, висмута, золота и серебра.

Возраст редкометалльных гранитов КВП принят как ранне-среднеюрский на основании следующих данных.

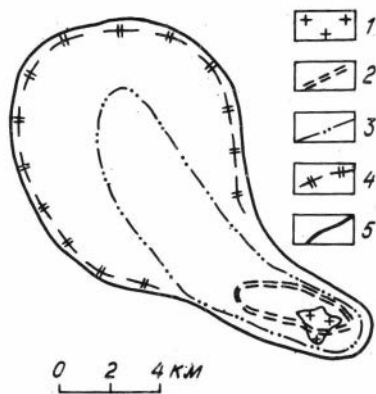


Рис.62. Схема металлогенической зональности Курустыкского очагового ареала (по М.А.Тютину /35/): 1 - редкометалльные граниты, J_{1-2} (последний ритм); 2-4 - границы зон (2 - редкометалльных пегматитов, 3 - вольфрамурудной, 4 - полиметаллической с примесью золота); 5 - граница очагового ареала.

Граниты Башгумбэзского массива на северо-восточном фланге прорывают таджикгинскую олистостромовую толщу, содержащую в прослоях известняков остатки карнийских кораллов /197/. В то же время с расположенными здесь же известняками нижней юры (дарбазаташская и гурумдинская свиты), которые залегают на таджикгинской толще с разрывом и угловым несогласием, прямых взаимоотношений не установлено из-за пространственной разобщенности пород. Отметим, что известняки не имеют признаков ороговивования или скарнирования.

Данные К-Аг-определений возраста (по слюдам) сильно варьируют от массива к массиву: Башгумбэзский - 85-145 млн лет, Курустыкский - 80-120 млн лет, Уртабузский - 10-20 млн лет. Вероятнее всего, они отражают термальное воздействие на граниты в позднемезозойский и кайнозойский периоды тектономагматической активизации региона. Именно к этим рубежам приурочено формирование крупнейших меловых монцодиорит-монцит-гранитных интрузий /37,166/ и неогеновых стресс-гранитов /33,161/. Рубидий-стронциевая изохрона, полученная Л.Л.Шаниным и др. /131/ по гранитам Башгумбэзского массива, соответствует ранней-средней юре ($T = 171 \pm 9$ млн лет, $I_0^{Sr} = 0,7082 \pm 15$). Поскольку условия осадконакопления юрских карбонатных отложений указывают на отсутствие региональных несогласий, с которыми можно было бы связать внедрение орогенных гранитных интрузий, то формирование вышеописанных массивов редкометалльных гранитов, по всей видимости, происходило в условиях слабого растяжения, непосредственно после индосинийской фазы складчатости. С учетом этого, возраст гранитов принимается ранне-среднеюрским.

3.3.2. Схема корреляции и особенности латерально-временной зональности гранитов

На рис.63 представлена корреляционная схема юрских редкометалльных гранитов и пространственно ассоциируемых с ними пород, составленная по методике А.Н.Леонтьева /93,144/. В ней в возрастной последовательности нанесены главные разновидности пород, причем относительная величина прямоугольников отражает площади интрузивных фаз. Линиями соединены породы, между которыми однозначно установлены интрузивные взаимоотношения. Массивы расположены по простиранию ареала с запада на восток.

Обобщение данных позволяет выделить два самостоятельных интрузивных ритма (башгумбэзский и курустыкский комплексы), каждый из которых отвечает простому гомодромному ряду. В соответствии с классификацией В.Д.Козлова /123/, в каждом

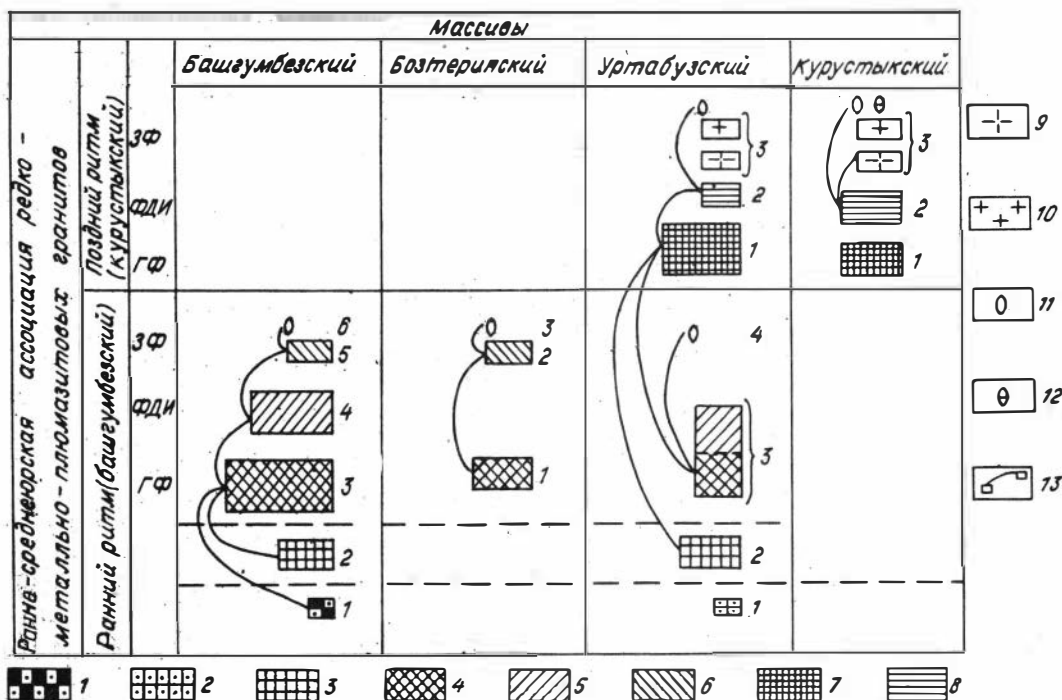


Рис. 63. Схема корреляции редкометалльных гранитоидов Юго-Восточного Памира и сопряженных с ними интрузивных пород:

1-6 - редкометалльные гранитоиды раннего ритма (1 - м-з, кварцевые, биотитовые сиенодiorиты, 2 - м-з, кварцсодержащие биотит-роговообманковые диориты, 3 - с-з или к-з резко порфировидные мусковит-биотитовые (\pm Корд) гранодиориты и адамеллиты, 4 - к-з, порфировидные мусковит-биотитовые (\pm Корд) граниты, 5 - к-з, г-з равномерно-зернистые или слабопорфировидные мусковит-биотитовые граниты и лейкограниты, 6 - м-з, р-з мусковит-биотитовые лейкограниты); 7-10 - редкометалльные гранитоиды позднего ритма (7 - с-з порфировидные мусковит-биотитовые адамеллиты, 8 - м-з, с-з, р-з мусковит-биотитовые граниты и лейкограниты, 9 - с-з мусковит-турмалиновые лейкограниты, 10 - м-з мусковит-биотитовые лейкограниты); II - аплиты и аплитовидные граниты; I2 - пегматиты; I3 - установленные интрузивные взаимоотношения. Цифрами справа от прямоугольников поставлен номер интрузивной фазы в каждом массиве. Остальные пояснения см. в тексте.

ритме выделены следующие группы магматических тел сближенного времени внедрения: ГФ - к-з граниты главной фазы; ФДИ - граниты дополнительных интрузий, формирующие пласто- и штокообразные тела внутри и по периферии гранитов ГФ; ЗФ - разнотельные лейкограниты заключительных фаз, слагающие мелкие тела, штоки, куполовидные выступы, обычно приуроченные к экзоконтактной зоне массивов. Обособленное положение занимают ранние фазы, представленные в нашем случае кварцевыми сиенодiorитами, кварцевыми диоритами, порфировидными гранодиоритами и адамеллитами. Как было показано ранее на примере Башгумбеского массива /186/, они отвечают автономным магматическим расплавам, предшествующим внедрению и дифференциации гранитов ГФ.

Сравнительный анализ гранитов ГФ, наиболее близко отвечающих исходным расплавам, показывает, что от раннего к позднему ритму резко уменьшается зернистость пород и меняется минеральный состав: Корд+Би+Му → Би+Му. Общей особенностью является обогащенность пород турмалином и принадлежность к одному геохимическому типу высокоборных редкометалльно-плюмазитовых гранитов. Доля кварцевых диоритов невелика, и известны они только для раннего интрузивного ритма.

В целом ассоциация близка к мультиплетным сериям, выделенным Э.П.Изохом и др. /193/, но с крайне ограниченной ролью пород среднего и основного состава.

Анализ схемы корреляции позволяет выявить латерально-временную зональность расположения массивов в структурах КВП. С запада на восток, по мере удаления от Аличурской и Булункульской зон КВП, происходит относительное омоложение редкометалльных гранитов (см. рис.2, 63). Эта закономерность не может быть объяснена различным срезом гранитов, поскольку для каждого ритма известны массивы, вскрытые только в апикальной части и глубокоэродированные ($\geq 1,5-2$ км). В то же время геологическая позиция массивов не зависит от структурного районирования КВП, выполненного на основе конседиментационной зональности пермско-триасовых отложений. По мнению М.А.Тютина, их расположение контролируется сводовыми поднятиями (блоками), разделенными системой разломов /232/.

3.3.3. Петрография и минералогия

Ранний (башгумбезский) ритм. Мелкозернистые кварцевые сиенодиориты имеют ясную гипидиоморфную структуру. Минеральный состав: Кв 10-15 %, Пл 20-35 % (47-24 % Ан), Би 30-35 % ($t = 62-68$ %), Микр 15-25 %, вторичный мусковит 0-5 %, псевдоморфозы пенита по Корд (единичные кристаллы). Породы имеют необычный химизм, благодаря аномально высокому содержанию биотита и апатита. Они характеризуются низкими содержаниями СаО, повышенными - К₂О и резко выраженной редкометалльной специализацией /186/.

Кварцевые биотит-роговообманковые и биотитовые диориты - это мелкозернистые, массивные породы с гипидиоморфной структурой. Сложены Пл 40-50 % (30-18 % Ан), Би 20-25 %, зеленой Рог 0-10 %, Кв 5-10 %. Акцессорные минералы: Ап, Мон, Мгт, Ил, Ортит. На контакте с гранитоидами в кварцевых диоритах появляется микроклин.

Гранодиориты наиболее широко представлены в Уртабузском массиве в верховьях сая Кенчибер. Это резко порфириовидные породы с с-з основной матрицей. Количество вкрапленников Кпш и Пл иногда достигает 50 %, причем часть кристаллов Кпш имеет явно порфиробластовую природу и содержит обильные включения Кв, Пл и Би. Отмечаются также следы замещения Пл решетчатым Микр. В основной массе, имеющей гранитную структуру, кроме Би появляется Му. Количественные соотношения минералов: Кв 25-30 %, Микр 15-20 %, Пл 25-35 % (36-16 % Ан), Би 10-15 %, Му 0-5 %. Очень характерно развитие крупных идиоморфных выделений Ап и неравномерноокрашенного Турм. Из других акцессориев отметим повышенные содержания Мон, Ил и присутствие единичных псевдоморфоз пенита по Корд. Структуры пород гнейсовидные, порфиробластические с переходами в бластомилонитовые и бластокатаккладические. В сильно катаклазированных разностях Би и Му образуют вытянутые шнуровидные обособления, причем Би нередко хлоритизирован.

Адамеллиты присутствуют в Башгумбезском и в Бозтеринском массивах. Это серые или темно-серые породы резко порфириовидного строения. Во вкрапленниках

(10–15, иногда до 20–30 %) установлены Пл, Корд, Кв и Би. Размеры вкрапленников от 3–5 до 8–13 мм. Часто отмечаются крупные порфиробласты Микр (до 5–6 см по удлинению). Матрикс отвечает м–з граниту. Минеральный состав: Кв 28–30 %, Микр 20–30 %, Пл 24–27 % (ядро 56–35 % Ан, каймы и зерна в основной массе 32–20 % Ан), Би 7–9 % ($t = 67–69$ %), Му 1–3 %, Корд 3–9 % ($t = 57–54$ %).

Описание гранитов ГФ и ФДЛ дается на примере Башгумбесзского массива. В Уртабузском – сходные петрографические различия отвечают двуслюдяным (бескордиритовым) гранит-лейкогранитам, имеют постепенные переходы и, кроме того, подвержены интенсивному катаклазу и милонитизации.

Граниты ГФ – светло-серые породы с крупными (до 8–10 см по удлинению) вкрапленниками Микр, которые четко выделяются на фоне к–з матрицы. Последняя состоит из Би–Кв–Пл–каркаса, сцементированного, в свою очередь, м–з агрегатом двуслюдяного лейкогранита. Структура матрицы н–з с высоким идиоморфизмом Пл, Корд и Би по отношению к Кв и Кпш. Вкрапленники Кпш представлены сдвойникованным решетчатым Микр, ориентировка их неупорядоченная, а содержание сильно варьирует от 10–15 % в нормальных разновидностях до 60–70 % в пегматоидной фации.

Минеральный состав гранитов ГФ: Кв 28–32 %, Микр 30–35 %, Пл 22–26 % (44–26–16–8 % Ан), Би 3–6 %, Му 1–4 %, Корд 2–5 %. Ведущие акцессории: Ап, Турм, Мон, Ил, Ант. Плагиоклаз представлен несколькими генерациями (44–32, 26–18 и 16–5 % Ан). Красно-коричневый биотит ($t = 63–69$ %) и мусковит находятся в равных структурных взаимоотношениях. Кроме того, отмечается вторичный мусковит, замещающий полевые шпаты. Кордиерит образует высокоидиоморфные кристаллы до 1–3 см по удлинению, как правило, подверженные интенсивной коррозии, что указывает на их неравновесность с гранитным расплавом.

Граниты ФДЛ наследуют минералогические и петрографические особенности главной фазы. От вышеописанных они отличаются отсутствием или слабым развитием порфировых выделений Микр и более грубозернистым строением. Видовой минеральный состав сохраняется прежним, несколько смещаясь в сторону повышенной лейкократовости за счет увеличения содержания кварца до 32–34 % и соответственного уменьшения содержаний других минералов. Наряду с Корд в гранитах этой фазы впервые отмечается Анд, мелкие единичные кристаллики которого приурочены к основной массе породы.

Лейкограниты ЭФ близки по видовому петрографическому составу и отличаются главным образом структурными особенностями. По степени лейкократовости они приближаются к предельно насыщенным кремнеземом лейкогранитам: Кв 33–35 %, Микр 25–35 %, альбит-олигоклаз 18–24 %, Би 0,5–4 %, Му 2–8 %, Корд ~ 1 %, Турм 1–6 %. Биотит более железистый ($t = 73–79$ %). Специфической особенностью лейкогранитов ЭФ является аномально высокое содержание турмалина. Подчеркнем, что акцессорная специализация всех гранитоидов раннего ритма имеет сквозной характер: Ап, Турм, Цир, Ил, Ант.

Поздний интрузивный ритм. Общая особенность гранитоидов курустыкского комплекса (за исключением кварцевых диоритов) – присутствие красного биотита, повышенной глиноземистости, чаще всего являющегося единственным темнопетным минералом, и первично-магматического мусковита. Несмотря на ярко выраженный плазмативный петрохимический уклон, собственно высокоглиноземистые минералы (Гр, Корд, Анд и др.) отсутствуют.

Адамеллиты и граниты 1-й фазы (ГФ) в Уртабузском массиве слагают центральный шток, в Курустыкском – небольшую тектоническую пластину (см. рис. 59, 61). По петрографическим особенностям они идентичны. Это массивные с–з породы, сложенные (в %): Кв 30–35, Пл 25–30, Кпш 25–30, Би 5–10 и Му 5–8. Ад-

цессорные минералы – Ап, Мон, Мгт, Ил, Турм. Структуры гипидиоморфные, порфириобластовые. Главный объем порфириобласт сложен микроклином. Размеры кристаллов 1–3 см. Как правило, они содержат многочисленные включения Кв и Пл. Присутствует как первично-магматический Му в равных структурных соотношениях с Би, так и вторичный, развивающийся по Би и полевым шпатам. Породы интенсивно катаклазированы и разгнейсованы с образованием бластомилонитов.

Среднезернистые двуслюдяные граниты 2-й фазы (ФДИ) слагают мелкие тела в центральном штоке Уртабузского массива и более крупное пластообразное тело на его восточном фланге (см. рис.59). Судя по просмотренным шлифам, они интенсивно катаклазированы с образованием бластомилонитов, в слабоизмененных разностях отвечают по составу двуслюдяным лейкогранитам (в %): Кв ~ 30, Пл 30, Кпш ~ 30–40, Би и Му 5–10. Плаггиоклаз представлен двумя генерациями: ранней, в виде мелких субидиоморфных кристаллов основной массы (25–15 % Ан), и поздней – пойкилобластической (18–8 % Ан).

В Курустыкском массиве граниты ФДИ являются преобладающей разновидностью. Они слагают несколько изолированных тел, прорванных более поздними гранитами 3-й фазы. Это плотные белые породы массивного с-з строения. Структуры гранитовые, состав (в %): Кв 30–35, Кпш 35–40, Пл ~ 25–30, Би и Му 5–6, Турм, Ил, Ап. Плаггиоклаз двух генераций: олигоклаз (30–20) и альбит (12–0 Ан). Постоянно отмечаются мirmekиты замещения микроклина альбитом.

Разнозернистые граниты и лейкограниты ЗФ широко развиты в обоих массивах. В Уртабузском преобладают аплитовидные разности (Му±Би±Турм), в Курустыкском – их петрографический состав более разнообразный. Выделяется, по крайней мере, три разновидности, между которыми возрастных взаимоотношений не устанавливается из-за пространственной разобщенности. Мелко- и среднезернистые двуслюдяные лейкограниты ЗФ₁ представлены мелкими телами, рассеянными по всей площади массива. Они сложены тем же набором минералов, что и вышеописанные породы. В них становится больше Кв (до 40 %) и почти исчезает Би. Из акцессорных минералов отмечается повышенное содержание Турм. Плаггиоклаз представлен шахматным альбитом. Средне- и крупнозернистые мусковитовые лейкограниты ЗФ₂ вскрыты канавой в верховьях сая "Среднего", структура этих пород гранитовая, порфириовидная с переходами в катакластическую. Порфириовые выделения сложены Кпш и округлыми выделениями Кв. Характерна аномальная обогащенность Турм, являющимся единственным темноцветным минералом. Аплитовидные мусковитовые лейкограниты ЗФ₃ близки аналогичным породам в Уртабузском массиве и отличаются только повышенными содержаниями альбита.

Типоморфные особенности слюд и кордиерита. При изучении высокоглиноземистых гранитов, в том числе редкометалльного профиля, принципиальным моментом является доказательство первично-магматического генезиса минеральных фаз повышенной глиноземистости (Му, Корд, Гр и т.д.). Не менее важен анализ химического и редкоэлементного состава слюд для оценки физико-химических параметров кристаллизации и потенциальной рудоносности гранитов.

Андалузит представлен мелкими (0,1–0,2 мм) субидиоморфными кристалликами, ясно плеохроирующими в розовых тонах, следов коррозии не имеет, встречен в адамеллитах, гранитах (ГФ), лейкогранитах (ФДИ, ЗФ) Башгумбозского и Бозтеринского массивов. Во всех интрузивных фазах приурочен к м-з лейкогранитной аллотриоморфной матрице, сложенной Кв–Пл_{5–15}–Би–Му–Микр–парагенезисом. Структурные взаимоотношения указывают на равную степень идиоморфизма Анд и перечисленных минералов, т.е. свидетельствуют о его равновесности с остаточным лейкогранитным расплавом. Отметим также, что оценки Р, Т-параметров кристаллизации поздней-

магматического кварца ($T \sim 630-650$ °C, P_{H_2O} не ниже 3 кбар /186/), не противоречат возможности кристаллизации Анд из лейкогранитного обводненного расплава на субсолидусном этапе.

Кордиерит является сквозным минералом гранитоидов раннего интрузивного ритма. В адамеллитах и гранитах ГФ он присутствует в первых массовых процентах, в остальных разностях – в виде акцессорного минерала. Исключением являются гранодиориты и граниты ГФ раннего ритма Уртабузского массива, где количество Корд резко снижается (ед. зн.), вплоть до полного исчезновения.

Размеры зерен Корд варьируют от первых миллиметров до 1–3 см по удлинению. По морфологии выделяются две разновидности – столбчатые кристаллы, дающие порфировые выделения, и мелкие зерна, находящиеся в неясных структурных взаимоотношениях с породообразующими минералами. Те и другие свободны от инородных включений и повсеместно замещены слюдистым (\pm хлорит) агрегатом пенита. Незмененные зерна Корд или его реликты встречены только в порфирировых выделениях. В этом случае они всегда окружены тонкой мусковитовой или биотит–мусковитовой каймой и несут следы резорбции со стороны вмещающего гранитного расплава. Химический состав изучен для Корд из адамеллитов 2-й и гранитов 3-й (ГФ) интрузивных фаз (табл.58). Обращает на себя внимание низкая железистость кордиеритов ($f = 43-56$ %), а также наличие слабой обратной зональности, обычно несвойственной железо–магнезиальным минералам, кристаллизующимся из магматических расплавов. По уровню железистости изученные кристаллы резко отличаются от Корд из вмещающих роговиков, но вполне сопоставимы с Корд из глубинных ксенолитов гранулитовой фации, выносимых гранитами Башгумбэзского и Бозтеринского массивов (см. ниже). Отметим также, что Корд присутствует только в Башгумбэзском и Бозтеринском массивах, где широко распространены глубинные метапелитовые включения (см. ниже). В Уртабузском – глубинные включения не найдены, а Корд обнаружен только в гранодиоритах в виде единичных зерен. Изложенное свидетельствует, скорее всего, о ксеногенной природе Корд, кристаллы которого являются продуктами дезинтеграции метапелитовых включений. Крупный размер зерен в данном случае не должен смущать, поскольку в Башгумбэзском массиве были встречены практически мономинеральные нодулы, состоящие из сросшихся двух–трехсантиметровых субидiomорфных кристаллов Корд. Тем не менее, остается вероятность того, что некоторая часть Корд, присутствующая в виде мелких зерен 2-й генерации, могла иметь магматический генезис. К сожалению, химический состав этой генерации изучить не удалось из-за отсутствия незамещенных пенитом зерен.

Мусковит является сквозным породообразующим минералом в гранитоидах обоих интрузивных ритмов. Во всех петрографических разностях он присутствует в виде 2-х генераций: ранняя (преобладает) представлена лейстами, имеющими высокую степень идиоморфизма и формирующими вместе с биотитом взаимопрорастающие агрегаты, поздняя имеет явно наложенный характер и в виде мелких чешуек замещает полевые шпаты, реже биотит. Сравнение химического состава мусковитов разных генераций (табл.59, "Му-Р" – первично–магматический и "Му-С" – вторичный, постмагматический) показывает их статистически значимое (при 95 %-ном доверительном уровне) различие по титану. Если в "Му-Р" концентрации $TiO_2 = 0,60 \pm 0,12$ ($N = 19$), то в "Му-С" $TiO_2 = 0,13$ ($N = 4$). Установленная дискретность по титану вполне закономерна и, как показано К.Миллером с соавторами /316/, позволяет надежно различать первично–магматические и постмагматические мусковиты. Согласно экспериментальным данным /274/, кристаллизация первично–магматического мусковита возможна только в обводненных гранитных расплавах при $P_{H_2O} \geq 2-2,5$ кбар.

Таблица 58

Химический состав (мас.%)
кордиеритов из гранитоидов
башгумбезского комплекса

Компо- ненты	Обр.3222		Обр. Бэт-1
	центр	край	центр
SiO ₂	46,35	46,63	47,74
TiO ₂	не обн.	не обн.	0,03
Al ₂ O ₃	31,81	32,27	32,10
FeO	12,64	12,13	10,49
MnO	0,42	0,41	0,47
MgO	5,50	5,97	6,15
CaO	не обн.	не обн.	0,02
Na ₂ O	0,43	0,26	0,24
H ₂ O	2,13	2,40	не опр.
Сумма	99,28	100,07	97,22
f, %	56,3	53,2	48,9
Nm	1,559	1,560	не опр.

Примечание. Обр.3222 - порфировое выделение в адамеллитах 2-й фазы Башгумбезского, обр.Бэт-1 - порфировое выделение в гранитах ГФ Бозтеринского массивов. Содержание воды определялось по железистости Корд и его показателю преломления /186/. В том и другом случае кристаллы Корд резорбированы и окружены реакционной каймой слюдистого состава.

альные слюды из гранитов ГФ обоих ритмов имели близкую температуру кристаллизации ($TiO_2 = 2,5-3,1$ мас.%). Отметим, что полученные по титанистости биотитов сравнительные оценки температуры кристаллизации гранитов коррелируются с P, T-оценками метаморфизма внутренних зон контактовых ореолов, отвечающих амфибол-роговиковой фации для Башгумбезского и Бозтеринского массивов, и мусковит-роговиковой - Уртабузского и Курустыкского массивов.

Редкоэлементный состав слюды приведен в табл.60, содержание летучих (F, Cl) - в табл.59. Общей особенностью биотитов и мусковитов являются повышенные концентрации фтора ($\bar{X}_{Би} = 1,16 \pm 0,25$ при $n = 22$; $\bar{X}_{Му-Р} = 0,60 \pm 0,35$ при $n = 19$) и олова ($\bar{X}_{Би} = 107$ г/т; $\bar{X}_{Му-Р} = 251$ г/т, $n = 7$). По этим параметрам гранитоиды КВП относятся к реально рудоносным интрузивам /123/. В то же время слюды характеризуются фоновыми содержаниями хлора, близкарковыми - редких щелочей и вольфрама. Несмотря на аномальную обогащенность слюды оловом, концентрации этого элемента в гранитах имеют избыточный характер (рис.65,а). Еще более выражено избыточное накопление вольфрама (см. рис.65,б), что согласуется с существенно вольфрамовой специализацией постмагматического оруденения.

Биотит является типоморфным минералом в редкометалльных гранитоидах КВП. Его количество максимально в кварцевых сиенодиоритах (30-35 %) и гранодиоритах (10-15 %). В дифференцированных рядах "ГФ → ФД1 → ЗФ" обоих ритмов содержание биотита резко снижается от 4-10 до 0,5-1,5 %. Отсутствует биотит в мусковит-турмалиновых аллитах, завершающих формирование каждого ритма. Общей особенностью является резкий плеохроизм от ярко-красного (Ng) до светло-соломенного (Np), что свойственно биотитам из высокоглиноземистых гранитов /98/.

Химический состав слюды отражен в табл.59. Все биотиты имеют относительно невысокую железистость ($f = 60-74$ %), закономерно возрастающую от ранних интрузивных фаз к поздним в каждом ритме, и весьма высокую глиноземистость ($l \geq 24$ %), что характерно для гранитоидов низкой щелочности /218/. По этим параметрам гранитоиды КВП попадают в поле рудоносных интрузивов (рис.64). Известно /233/, что концентрации титана в Би отражают температуру кристаллизации пород. Сравнение Би из главных фаз, как наиболее близких к недифференцированным расплавам, показывает, что граниты раннего ритма были более высокотемпературными ($TiO_2 = 3,6-4,2$ мас.%) и только в Уртабузском массиве железо-магнези-

Химический состав (мас.%) слюд из редкометалльных гранитоидов Юго-Восточного Памира

Номер образца	Интрузивная фаза	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	F	Cl
БАШГУМБЕЗСКИЙ МАССИВ													
Р а н н и й р и т м													
K-93/6	I	Бш	35,03	3,10	19,02	22,59	0,29	6,59	0,15	8,64	95,41	1,16	0,01
K-93/5	I	Бш	35,26	3,50	18,66	22,37	0,33	6,14	0,16	9,33	95,75	0,90	0,01
K-93/6	I	Му-Р	46,68	0,69	32,66	1,65	0,00	1,08	0,32	10,41	93,49	0,78	0,00
3069/8	2	Бш	36,99	2,78	18,57	19,81	0,19	7,14	0,12	9,14	94,73	0,71	0,02
3069/18	2	Бш	35,09	4,81	18,92	21,44	0,28	5,69	0,18	9,30	95,72	0,34	0,03
3069/22	2	Му-Р	46,23	0,64	33,58	1,47	0,01	0,89	0,36	9,59	92,76	0,56	0,01
3069/22	2	Му-Р	45,40	0,47	32,80	1,99	0,01	1,26	0,42	9,63	91,99	0,81	не обн.
3069/22	2	Му-Р	45,60	0,48	32,62	2,16	0,03	1,26	0,40	9,62	92,17	1,15	не обн.
1922/23	3(ГФ)	Бш	33,89	3,58	18,34	22,04	0,35	6,14	0,21	9,12	93,65	0,97	0,02
7016	3(ГФ)	Бш	34,58	3,89	19,68	21,82	0,36	5,71	0,27	8,96	95,96	0,94	0,02
7018	3(ГФ)	Бш	34,95	4,39	19,79	21,58	0,39	5,20	0,20	8,99	95,64	0,84	0,00
7019	3(ГФ)	Бш	34,88	4,18	19,84	21,13	0,37	5,44	0,19	9,02	95,16	1,71	0,01
7020	3(ГФ)	Бш	34,84	4,15	19,67	20,94	0,44	5,60	0,23	9,24	95,03	1,14	0,01
1922	3(ГФ)	Му-Р	45,01	1,09	32,93	1,42	0,00	0,85	0,45	9,54	91,30	0,45	не обн.
1922	3(ГФ)	Му-Р	46,00	1,04	33,72	1,42	0,01	0,87	0,42	8,66	92,14	0,33	0,01
1922	3(ГФ)	Му-с	46,09	0,08	32,63	2,00	0,03	0,51	0,38	10,12	91,83	0,50	не обн.
1922	3(ГФ)	Му-с	46,02	0,08	31,91	2,20	0,04	0,64	0,45	10,44	91,78	0,62	не обн.
3180s	4(ФЛИ)	Бш	35,62	1,44	19,73	20,68	0,39	6,29	0,18	8,99	93,48	1,75	0,02
3180	4(ФЛИ)	Му-Р	45,85	0,48	34,17	1,69	0,03	1,15	0,40	9,35	92,01	не обн.	не обн.
3197/33	5(ЗФ ₁)	Бш	34,13	3,89	19,33	21,72	0,69	4,95	0,20	9,19	93,89	1,24	0,01
3197/36	5(ЗФ ₁)	Бш	34,62	2,73	19,56	20,79	0,70	5,21	0,25	9,12	92,99	1,58	0,02
3197/37	5(ЗФ ₁)	Бш	35,96	2,47	19,92	21,86	0,72	4,75	0,18	9,03	94,89	1,19	0,01
3197	5(ЗФ ₁)	Му-Р	46,57	0,40	32,69	1,90	0,05	1,02	0,45	8,50	91,57	1,65	не обн.
3139	5(ЗФ ₁)	Му-Р	47,56	0,48	33,52	1,68	0,05	0,92	0,52	8,02	92,74	1,92	0,01
3139	5(ЗФ ₁)	Му-Р	48,25	0,37	31,16	4,16	0,15	1,33	0,38	8,29	94,10	0,86	0,01
3239	5(ЗФ ₁)	Му-с	46,27	0,19	29,91	6,03	0,12	0,62	0,41	8,20	91,74	1,04	0,00
3239	5(ЗФ ₁)	Му-с	45,51	0,19	29,76	5,93	0,11	0,65	0,40	8,33	90,88	0,97	0,00
УРТАВУЗСКИЙ МАССИВ													
Р а н н и й р и т м													
4202	3(ГФ)	Бш	34,72	2,74	18,28	24,73	0,62	3,96	0,07	8,79	93,98	2,16	0,01
4157	3(ГФ)	Бш	34,48	2,68	18,21	24,70	0,48	5,42	0,03	8,73	94,77	1,14	0,01
4202	3(ГФ)	Му-Р	47,98	0,28	35,34	2,40	0,06	0,80	0,28	7,91	95,08	0,56	0,01
4157	3(ГФ)	Му-Р	47,07	0,60	35,36	1,56	0,03	0,73	0,36	8,16	93,91	0,41	не обн.
П о з д н и й р и т м													
P252	I(ГФ)	Бш	34,66	2,56	19,15	23,59	0,42	5,21	0,07	8,91	94,61	1,42	0,01
P246/5	I(ГФ)	Бш	34,91	2,47	18,65	22,72	0,52	5,29	0,08	8,78	93,46	1,44	0,02
P252	I(ГФ)	Му-Р	46,64	0,50	35,54	1,87	0,04	0,82	0,33	8,42	94,19	0,57	0,01
P246/5	I(ГФ)	Му-Р	47,81	0,73	34,39	2,37	0,04	1,07	0,31	7,70	94,45	0,74	не обн.
4201	2(ФЛИ)	Бш	35,23	2,62	17,83	24,45	0,36	6,22	0,04	9,40	96,18	0,68	0,02
4226	2(ФЛИ)	Бш	36,19	2,86	17,53	23,50	0,31	6,82	0,08	9,26	96,59	1,50	0,02
4174	2(ФЛИ)	Бш	35,69	2,58	17,75	24,40	0,32	6,45	0,07	9,43	96,74	0,90	0,02
4201	2(ФЛИ)	Му-Р	46,82	0,70	36,04	1,17	0,01	0,68	0,47	7,70	93,63	0,91	не обн.
4226	2(ФЛИ)	Му-Р	45,16	0,69	34,79	1,54	0,02	0,66	0,35	8,32	91,58	0,18	не обн.
4174	2(ФЛИ)	Му-Р	45,84	0,53	34,96	1,85	0,02	0,78	0,21	8,21	92,43	0,40	0,01
КУРУСТЬНСКИЙ МАССИВ													
П о з д н и й р и т м													
4556s	I(ГФ)	Бш	35,05	3,05	19,05	23,28	0,38	5,55	0,06	9,74	96,18	0,90	0,01
4556s	I(ГФ)	Му-Р	45,56	0,59	35,24	1,34	0,03	0,81	0,32	7,56	91,50	0,59	не обн.
4575s	2(ФЛИ)	Бш	34,34	2,75	19,09	23,75	0,35	4,58	0,05	8,65	93,60	1,08	0,01
4575s	2(ФЛИ)	Му-Р	47,21	0,69	35,38	1,62	0,03	0,86	0,34	8,05	94,22	0,58	не обн.

Примечание. Авторы проб - А.Г.Владимиров, С.Н.Гуднев.

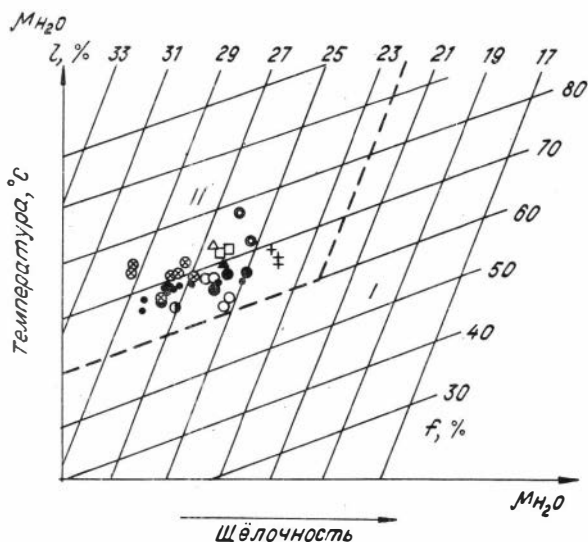


Рис.64. Условия кристаллизации биотитов из редкометалльных гранитоидов КВП на диаграмме В.С.Иванова /97/.

- 1
 - 2
 - 3
 - 4
 - ⊙ 5
 - 6
 - 7
 - + 8
 - ▲ 9
 - △ 10
- Башгумбезский массив:**
 1 - кварцевые сиенодiorиты, 2 - адамеллиты, 3 - граниты ГФ, 4 - граниты ФДИ, 5 - лейкограниты ЭФ_I;
Уртабузский массив, ранний ритм:
 6 - лейкограниты ГФ, ФДИ; поздний ритм: 7 - адамеллиты ГФ, 8 - граниты ФДИ;
Курустыкский массив: 9 - граниты ГФ,

10 - граниты ФДИ. I - безрудные, II - рудоносные гранитные массивы. f - глинозёмистость, f - частная железистость биотитов.

Таблица 60

Содержание редких элементов (г/т) в слюдах из редкометалльных гранитов Юго-Восточного Камгра

Элементы	Башгумбезский массив				Уртабузский массив						Курустыкский массив			
	Ранний ритм				Ранний ритм		Поздний ритм				Поздний ритм			
	1920s(ГФ)		3180s(ФДИ)		4157s(ГФ)		P246/5s(ГФ)		4174s(ФДИ)		4556s(ГФ)		4575s(ФДИ)	
	Бж	Му-Р	Бж	Му-Р	Бж	Му-Р	Бж	Му-Р	Бж	Му-Р	Бж	Му-Р	Бж	Му-Р
В	9,10	44	13	50	350	64	460	42	40	40	490	31	25	30
Li	1530	474	3300	1090	2150	800	2400	850	1150	370	1130	502	2300	820
Rb	1060	950	1740	1260	1520	930	1790	800	1130	870	1080	821	1560	1023
Cs	139	75	356	113	212	32	236	22	112	47	166	14,5	263	32
Be	3,0	не обн.	6,3	не обн.	5,40	11,0	6,8	35	5,0	12	8,7	не обн.	9,0	не обн.
Sn	74	250	250	460	7,4	210	140	250	60	210	68	160	150	220
W	1,6	13	4,5	16	1,4	8,0	1,30	5,50	1,30	8,90	4,50	на обн.	3,10	7,1
Zn	450	67	520	120	660	150	770	160	460	68	240	75	520	120
Pb	17	6,6	7,7	11	96	46	9,5	63	12	8,4	17	15	31	42

Примечание. Анализы выполнены из сборных проб в ГЕОИИ СО АН СССР (г.Иркутск). Остальные сокращения соответствуют табл.59.

3.3.4. Петрохимия и геохимия

Петрохимическая характеристика пород основывается на 168 силикатных пробах, отобранных из наиболее свежих разновидностей. Критерием отбора являлось отсутствие хлоритизации биотита и слабое развитие вторичного мусковита. В выборку также не включались образцы, подверженные постмагматическим процессам: грейзенизации и турмалинизации. Средние содержания петрогенных окислов по отдельным интрузивным фазам приведены в табл.61.

Анализ дискретности показывает наличие в раннем интрузивном ритме двух породных групп: кварц-диоритовой и гранодиорит-гранит-лейкогранитной, между которыми устанавливается разрыв по кремнезему и фермическим компонентам.

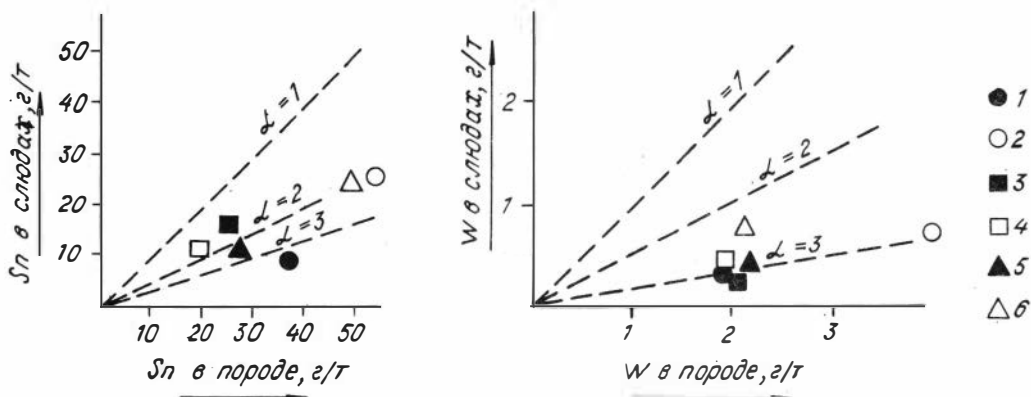


Рис.65. Диаграмма оценки избыточности концентраций Sn и W в редкометалльных гранитоидах КВП.

Башгумбозский массив: 1 - граниты ГФ, 2 - граниты ФДИ; Уртабузский массив, поздний ритм: 3 - адалеллиты ГФ, 4 - граниты ФДИ; Курустынский массив: 5 - граниты ГФ, 6 - граниты ФДИ. $\alpha = \frac{\bar{X}^{Sn,W}_{\text{Би}} \cdot v_{\text{Би}} + \bar{X}^{Sn,W}_{\text{Му}} \cdot v_{\text{Му}}}{\bar{X}^{Sn,W}_{\text{Би}} \cdot v_{\text{Би}} + \bar{X}^{Sn,W}_{\text{Му}} \cdot v_{\text{Му}}}$ - коэффициент избыточ-

ности концентраций Sn, W, где $\bar{X}^{Sn,W}$ - среднее содержание элемента в породе или слюдах, v - среднее содержание слюд в породе.

"Лейкобазитовая" породная группа обнаруживает существенную латеральную изменчивость. Если в Башгумбозском и Бозтеринском массивах она представлена кварцевыми сиенодиоритами, характеризующимися высокой суммой щелочей ($Na_2O + K_2O = 6-8,5$ мас.%), калия ($K_2O = 4,2-5,7$ мас.%) и аномально низкими - кальция ($CaO = 1,4-2,8$ мас.%), то в Уртабузском - кварцевыми диоритами стандартного состава. Важной особенностью является также корунднормативный уклон кварцевых сиенодиоритов и, напротив, - диопсиднормативный для кварцевых диоритов.

Гранитоидная породная группа чрезвычайно выдержана по составу как в раннем, так и позднем интрузивных ритмах. Все петрографические различия имеют плюмазитовый (корунднормативный) уклон и калиевую специализацию щелочей (рис. 66). Единственным исключением являются лейкограниты заключительных фаз Курустынского массива, в которых концентрации K_2O и Na_2O сильно варьируют и в среднем равны между собой. Судя по шлифам, эта особенность связана с широким развитием шахматного альбита, который, вероятнее всего, имеет постмагматический генезис.

Для выявления особенностей латерально-временной зональности было проведено статистическое сравнение (t, F-критерий) выборок, отвечающих дифференцированным рядам "ГФ - ФДИ - ЗФ". Установлено отсутствие латеральной изменчивости внутри каждого ритма и значимое различие при переходе от ранней ассоциации к поздней ($SiO_2 \downarrow, \Sigma FeO \downarrow, CaO \downarrow$). В то же время уровни концентраций SiO_2, Al_2O_3 и щелочей остаются практически неизменными. Это хорошо видно и на диаграмме "Кв-Аб-Орт", где фигуративные точки одноименных петрографических разновидностей раннего и позднего ритмов полностью перекрываются (рис.67).

Редкоэлементный состав. Судя по средним содержаниям редких элементов и летучих (см. табл.61,62), ранне-среднеюрские граниты КВП принадлежат к геохимическому типу плюмазитовых редкометалльных гранитов (по классификации Л.В. Та-

Содержание петрогенных окислов, фтора (мас.%) и бора (г/т)
в редкометалльных гранитах Юго-Восточного Памира

Компо- ненты	Башгумбесский массив						Бостеринский массив		
	Ранний ритм						Ранний ритм		
	1 фаза	2 фаза	3 фаза	4 фаза	5 фаза	6 фаза	1 фаза	2 фаза	3 фаза
	-	-	ГФ	ФДИ	ЭФ ₁	ЭФ ₂	ГФ	ЭФ ₁	ЭФ ₂
I	2	3	4	5	6	7	8	9	
SiO ₂	62,75	70,48	72,72	72,99	73,48	74,62	71,53	72,48	74,67
TiO ₂	1,27	0,43	0,34	0,56	0,27	0,15	0,34	0,23	0,12
Al ₂ O ₃	15,65	15,33	14,62	14,69	14,42	14,19	14,32	14,41	13,52
ΣFeO	6,31	2,39	2,09	1,85	1,70	1,21	2,48	2,18	1,21
MnO	0,13	0,09	0,11	0,10	0,10	0,09	0,03	0,03	0,04
MgO	1,92	0,68	0,57	0,43	0,41	0,21	0,52	0,36	0,14
CaO	1,63	1,59	1,24	0,87	0,89	0,60	1,48	0,90	0,76
Na ₂ O	2,56	3,09	3,04	3,19	3,55	3,38	3,30	3,09	3,86
K ₂ O	5,17	4,40	4,47	4,54	3,97	4,40	4,74	4,76	4,44
P ₂ O ₅	0,73	0,25	0,26	0,25	0,29	0,28	0,21	0,23	0,26
F	0,64	0,18	0,13	0,17	0,19	0,11	0,12	0,15	0,09
B	132	75	138	154	360	638	65	78	124
N	9	10	19	12	9	8	15	6	4
K/Na	2,4	1,6	1,7	1,6	1,3	1,4	1,6	1,7	1,3

Окончание табл.61

Компо- ненты	Уртабузский массив						Курустыкский массив				
	Ранний ритм			Поздний ритм			Ранний ритм				
	1 фаза	2 фаза	3 фаза	1 фаза	2 фаза	3 фаза	1 фаза	2 фаза	3 ^a фаза	3 ^b фаза	3 ^c фаза
	-	-	ГФ	ГФ	ФДИ	ЭФ	ГФ	ФДИ	ЭФ ₁	ЭФ ₂	ЭФ ₃
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
SiO ₂	57,02	69,42	73,20	72,19	72,73	73,40	71,74	72,57	72,98	73,56	75,08
TiO ₂	1,36	0,50	0,32	0,26	0,31	0,15	0,32	0,19	0,14	0,06	0,19
Al ₂ O ₃	17,57	15,08	14,18	14,58	14,87	14,44	14,92	14,79	14,77	14,64	14,12
ΣFeO	5,43	3,19	1,84	1,89	1,86	1,39	2,13	1,73	1,36	1,09	1,14
MnO	0,10	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03
MgO	5,03	0,92	0,57	0,53	0,49	0,27	0,58	0,33	0,32	0,19	0,10
CaO	5,47	1,75	0,83	1,16	0,89	0,79	0,89	0,68	0,62	0,68	0,42
Na ₂ O	3,56	3,29	3,24	3,36	3,31	3,57	3,20	3,61	3,62	3,43	4,10
K ₂ O	3,22	4,42	4,30	4,43	4,65	4,86	5,00	4,77	4,95	4,94	3,99
P ₂ O ₅	0,42	0,30	0,27	0,26	0,32	0,25	0,27	0,30	0,31	0,42	0,26
F	не опр.	0,17	0,13	0,27	0,12	0,10	0,12	0,08	0,05	0,09	0,06
B	не опр.	28	133	51	102	350	34	86	286	24	16
N	2	8	7	10	5	12	8	1	7	3	5
K/Na	1,0	1,5	1,5	1,5	1,6	1,6	2,0	1,5	1,5	1,4	1,1

Примечание. Схема корреляции интрузивных фаз и их состава дана на рис.63.

усона /219/). Специфическими особенностями являются аномально высокие содержания бора, повышенные концентрации олова, иногда вольфрама, пониженные - молибдена, фтора.

По уровню накопления редких элементов относительно кларковых содержаний все петрографические различия относятся к классу редкометалльных и ультраредкометалльных пород (табл.63). Это касается не только дифференцированных серий "ГФ - ФДИ - ЭФ", но и ранних интрузивных фаз. Последние по степени концентрации гранитофильных элементов превышают в десятки раз соответствующие кларки средних и кислых пород /28/.

Аномальная редкометалльность кварцевых сиенодиоритов I-й фазы раннего рит-

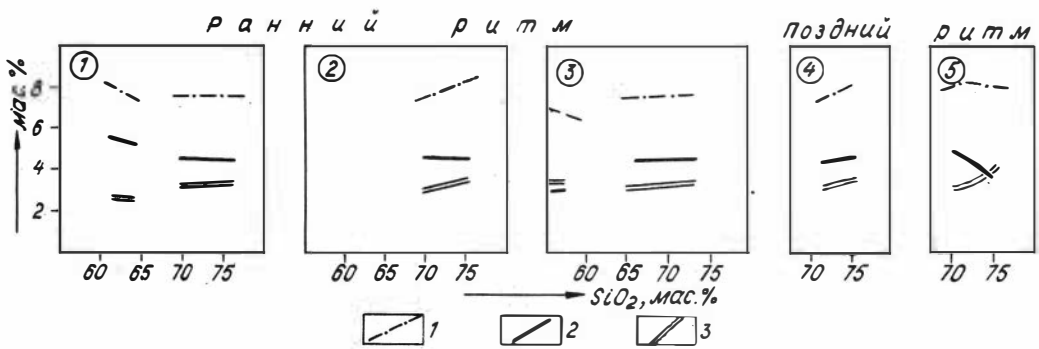


Рис. 66. Вариационные диаграммы поведения Na_2O (3), K_2O (2) и суммы щелочей (I) в зависимости от кремнезема для редкометалльных гранитоидов КВП. Цифры в кружках – обозначения массивов: 1 – Башгумбезский, 2 – Бозтеринский, 3, 4 – Уртабузский, 5 – Курустыкский.

ма, как уже отмечалось выше, связана с их обогащенностью биотитом (30–35 %) и апатитом (1–2 %) – основными минералами-концентраторами гранитофильных элементов /158/. Для объяснения столь необычного минерального состава пород, как правило, привлекается модель постмагматического изменения (биотитизации) под воздействием более поздних редкометалльных гранитов /123/. Однако в данном случае структурные особенности (гипидиоморфные соотношения минералов, четкое выделение раннего парагенезиса $\text{Pl}_{47-32} + \text{Bi}$ и позднего – $\text{Kv} + \text{Pl}_{22-16} + \text{Kпш}$; отсутствие ясных следов катаклаза, перекристаллизации и порфириобластеза) позволяют предположить первично-магматическую природу кварцевых сиенодиоритов, субстратом для которых могли служить метасоматически измененные метапелиты.

Высокий индекс концентрации редких элементов (ИНК) в гранодиоритах и адамеллитах раннего ритма связан, в первую очередь, с оловом (4–13 кларков), литием (4,8–5,2 кларка), бором (2–5 кларков) и фтором (~2 кларка). На диаграммах, отражающих поведение этих элементов в зависимости от индекса дифференциации пород ($\text{Sr} + \text{Ba}$), видно, что гранодиориты и адамеллиты формируют самостоятельный тренд, резко отличный от тренда более поздних гранитов $\Gamma\Phi - \Phi\text{ДЛ} - \text{Э}\Phi$ (рис. 68). Эти данные указывают на существенную автономность редкометалльно-гранитоидных расплавов, кристаллизация которых на уровне становления массивов привела к формированию, с одной стороны, гранодиорит-адамеллитовой, с другой – гранит-лейкогранитовой породных групп.

Прежде чем перейти к геохимической характеристике собственно гранитов $\Gamma\Phi - \Phi\text{ДЛ} - \text{Э}\Phi$, следует обратить внимание на то, что каждый интрузивный ритм представлен на Юго-Восточном Памире двумя массивами, соизмеримыми по объему (~300–500 км³), гиабиссальному уровню глубинности, но резко различающимися эрозионным срезом. Это позволяет провести их сравнительный анализ с двух пози-

Таблица 62

Средние содержания редких элементов (г/т)
в ранне-среднеюрских редкометалльных гранитоидах Юго-Восточного Памира

Компо- ненты	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Zr	407	206	176	241	308	125	196	212	96		194	152	209	126	104	151	210	138	57	113
Rb	536	306	356	409	494	489	324	354	360		311	340	358	358	358	373	444	412	433	504
Cs	54	38	31	43	53	24	40	32	16	о	13	23	6	23	13	39	34	105	19	32
Be	9,2	7,3	9,1	9,4	5,0	2,1	11,7	13,5	8,4	о	12,3	29,3	23,7	9,8	36	10,5	7,9	50	20	42
Sr	48	149	98	63	39	23	133*	92*	35*	о	145	68	85	79	47	110	62	72	33	42
Ba	141	505	259	175	70	49	344*	210*	94*	о	465	200	302	223	98	344	213	200	123	63
Sn	49	39	36	54	60	36	21	39	26	о	14	22	25	19	40	27	48	32	138	84
W*	3,4	4,1	1,9	3,5	6,0	2,7	6,3*	5,5*	5,0*	о	1,0*	1,9*	2,0*	1,9*	не опр.	2,1*	2,1*	2,0*	не опр.	не опр.
Mo*	0,8	0,4	0,3	0,4	0,3	0,3	2,0*	2,0*	1,5*	о	0,4*	0,3*	0,3*	0,3*	не опр.	0,6*	0,3*	0,4*	не опр.	не опр.
Pb	32	42	48	50	89	37	38*	40*	≤20*	о	54	36	66	40	33	33	37	44	1,0	29
Zn	235	66	71	73	66	65	75*	70*	≤2,5*	о	147	63	145	72	42	38	55	37	42	38
Zr	427	172	109	88	70	53	не опр.	не опр.	не опр.	о	180	99	95	77	54	135	73	75	40	16
K/Rb	78	114	105	85	65	74	121	98	102	о	108	96	97	106	105	114	83	88	86	54
Rb/Sr	11,2	2,1	3,6	6,5	12,7	21,7	2,4	3,8	10,3	о	2,1	5,0	4,2	4,5	7,6	3,4	7,2	5,7	13,1	12,0
N	9	10	19	12	9	8	15	6	4	о	8	7	10	5	12	8	1	7	3	5

Примечание. Номера столбцов соответствуют табл.61. Звездочкой отмечены элементы, определявшиеся из сборных проб по методике В.Д.Ковлова /123/, для остальных элементов указано число анализов (N).

Геохимическая характеристика ранне-среднеюрских редкометалльных гранитоидов Юго-Восточного Памира

Ритм	Интрузивная фаза	Элементная формула (по В.Д.Козлову /I23/)	ИНК	
			общий	без бора
I	2	3	4	5
Ранний	БАШГУМБЕЗСКИЙ МАССИВ			
	1. Кварцевые сиенодиориты	$F7,9-Li10,2-Rb2,7-Cs10,8-Be1,6-Sn16,3-W2,3-B8,8-Zn3,9$ $SrO,2-BaO,2-MoO,8$	+57,5	+48,7
	2. Адамеллиты и граниты	$F2,3-Li5,2-Rb1,5-Cs7,6-Be1,3-Sn13,0-W2,7-B5,0$ $SrO,5-BaO,6-MoO,4$	+3I,6	+27,6
	3. К-з, порфириовидные граниты (ГФ)	$F1,6-Li4,4-Rb1,8-Cs6,2-Be1,6-Sn12,0-W1,3-B9,2$ $SrO,3-BaO,3-MoO,3$	+3I,I	+22,9
	4. Г-з, р-э граниты и лейкограниты (ФЛИ)	$F2,1-Li6,0-Rb2,0-Cs8,6-Be1,6-Sn18,0-W2,3-B10,3$ $SrO,2-BaO,2-MoO,4$	+43,9	+34,6
	5. С-з, р-з лейкограниты (ЗФ _I)	$F2,4-Li7,7-Rb2,5-Cs10,6-Sn20,0-W4,0-B23$ $SrO,1-BaO,1-Mo<0,3-BeO,9$	+75,8	+53,8
6. М-з, аллитовидные лейкограниты (ЗФ ₂)	$F1,4-Li3,2-Rb2,4-Cs4,8-Sn12,0-W1,8-B42,5$ $SrO,1-BaO,1-BeO,4-Mo<0,3$	+6I,I	+I9,6	
Ранний	БОЗТЕРИНСКИЙ МАССИВ			
	1. С-з, к-з, порфириовидные граниты (ГФ)	$F1,5-Li4,9-B4,3-Rb1,6-Cs8,0-Be2,3-Sn7,0-W4,2-Pb1,9$ $SrO,4-BaO,4$	+35,7	3I,4
	2. С-з, р-з лейкограниты (ЗФ _I)	$F1,9-Li5,3-B5,2-Rb1,8-Cs6,4-Be2,5-Sn13,0-W3,7-Pb2,0$ $SrO,3-BaO,25$	+4I,8	+36,6
3. М-з, р-з или аллитовидные лейкограниты	$Li2,4-B8,2-Rb1,8-Cs3,2-Be1,5-Sn8,7-W3,3$ $SrO,1-BaO,1-Zn0,01$	+29,I	+20,9	

I	2	3	4	5
Ранний		УРТАБУЗСКИЙ МАССИВ		
	2. С-з, к-з порфировидные гранодиориты и адамеллиты	<u>F2,1-Li4,8-B1,9-Rb1,6-Cs2,6-Be2,1-Sn4,7-Pb2,7-Zn2,4</u> SrO,5-BaO,6-WO,6-MoO,4	+15,9	+15,0
	3. К-з, г-з, р-з граниты и лейкограниты	<u>F4,6-Li4,1-B8,9-Rb1,7-Cs4,6-Be5,3-Sn7,3-W1,3-Pb1,8</u> SrO,3-BaO,2-MoO,3	+27,6	+19,7
Поздний	1. С-з, порфировидные граниты (ГФ)	<u>F3,4-Li5,2-B3,4-Be4,3-Sn8,3-W1,3-Pb3,3-Zn2,4</u> SrO,3-BaO,4-MoO,3	+23,6	+21,2
	2. М-з, с-з, порфировидные граниты и лейкограниты (ФЛИ)	<u>F1,5-Li3,2-B6,8-Rb1,9-Cs4,6-Be1,8-Sn6,3-W1,3-Pb1,7</u> SrO,3-BaO,3-MoO,3	+20,1	+14,3
	3. М-з и аплитовидные граниты, лейкограниты и аплиты (ЗФ)	<u>F1,2-Li2,6-B23,3-Rb1,9-Cs2,6-Be6,5-Sn13,3-Pb2,0</u> SrO,2-BaO,2-ZnO,7	+45,4	+23,1
Поздний		КУРУСТЫКСКИЙ МАССИВ		
	1. С-з слабодорфировидные граниты (ГФ)	<u>F1,5-Li3,8-B2,3-Rb1,9-Cs7,8-Be1,9-Sn9,0-W1,4-Pb1,6</u> SrO,4-BaO,4-MoO,6-ZnO,6	+22,2	+20,9
	2. С-з, р-з, граниты (ФЛИ)	<u>Li5,2-B5,7-Rb2,2-Cs6,8-Be1,4-Sn16,0-W1,4-Pb1,8</u> SrO,2-BaO,2-MoO,3-ZnO,1	+32,5	+27,8
	3 ^а . М-з, с-з, р-з, граниты (ЗФ ₁)	<u>Li3,4-B19,1-Cs21,0-Be9,1-Sn10,7-W1,3-Pb2,2</u> FO,6-SrO,2-BaO,2-MoO,4-ZnO,6	+59,8	+41,7
	3 ^б . С-з, к-з, р-з, турмалинсодержащие лейкограниты (ЗФ ₂)	<u>Li11,4-B48,3-Rb2,2-Cs3,8-Be3,6-Sn46,0</u> Sr<0,1-BaO,1-Pb<0,1-ZnO,7	+99,3	+52,0
3 ^в . М-з, с-з, лейкограниты и аплиты	<u>Li2,8-B1,6-Rb2,5-Cs6,4-Be7,6-Sn28-Pb1,4</u> FO,8-SrO,1-Ba<0,1-ZnO,6	+43,3	+42,7	

Примечание. ИНК - индекс концентрации, характеризующий суммарную редкометалльность данной разновидности гранитов по отношению к кларковому уровню (по В.Д.Козлову /I23/).

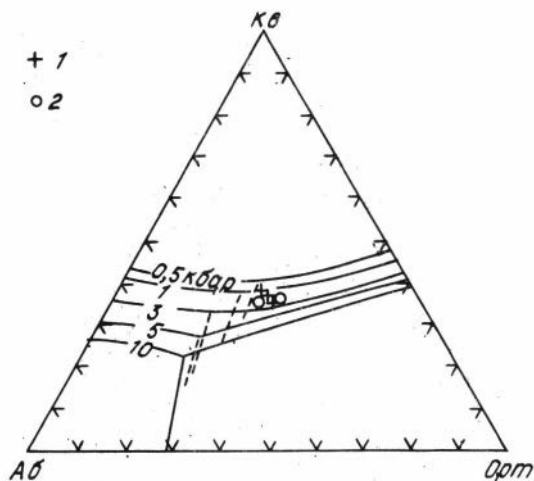


Рис.67. Положение фигуративных точек, отражающих средние составы главных фаз в редкометалльных гранитоидах ЮВП на диаграмме Кв-Аб-Орт:

1 - граниты ГФ раннего ритма (Башгумбезский, Бозтеринский и Уртабузский массивы), 2 - граниты ГФ позднего ритма (Уртабузский и Курустыкский массивы). На диаграмме нанесены проекции фазовых границ в водонасыщенной системе при разных давлениях

/336/.

ций: рассмотреть особенности редкоэлементной эволюции гранитов внутри каждого ритма и при переходе от раннего ритма к позднему; установить степень обогащения гранитов редкими элементами в апикальных частях массивов.

Гранит-лейкограниты раннего ритма наиболее полно представлены в Башгумбезском массиве. В ходе эволюции ГФ → ФДИ → ЭФ в них происходит двух-трехкратное увеличение концентраций Li, Rb, Cs, F, Sn, W, В на фоне одновременного падения концентраций Sr и Ba (см. табл.62, 63). Суммарный индекс редкометальности соответственно возрастает от 3I до 75 условных кларков. Исключением являются аплитовидные турмалинсодержащие лейкограниты ЭФ₂, в которых ИНК снижается до 6I кларка. Важно отметить, что основной вклад в общую редкометальность аплитовидных лейкогранитов обеспечивается бором, без учета которого ИНК

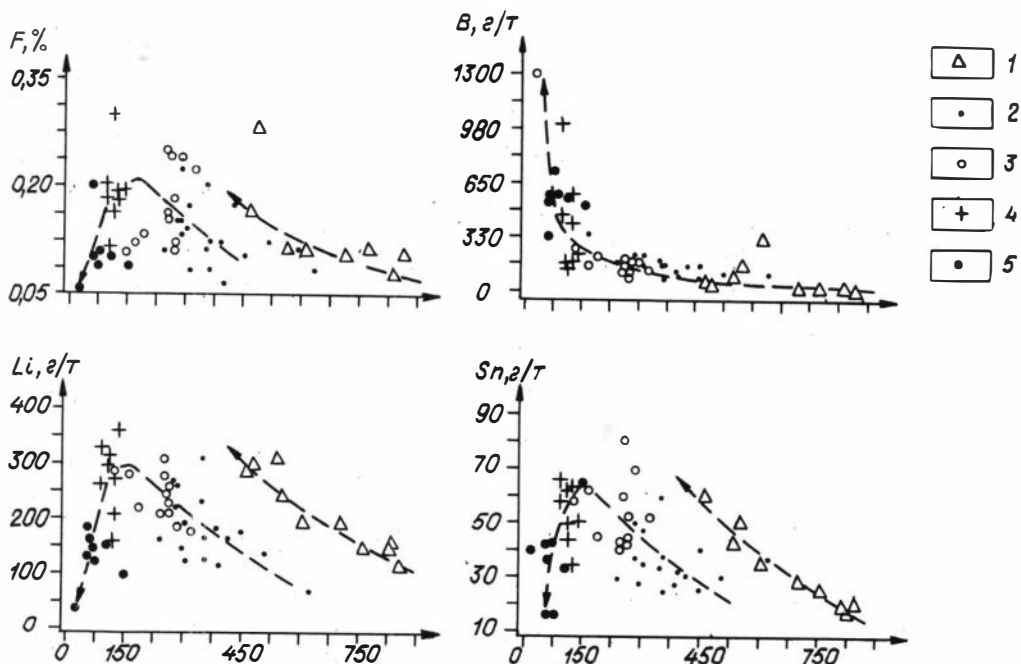


Рис.68. Поведение редких и летучих элементов в гранитоидах Башгумбеского массива:

1 - адамеллиты; 2 - граниты ГФ; 3 - граниты ФЛИ; 4 - лейкограниты ЗФ₁; 5- лейкограниты ЗФ₂.

равен только 20 кларкам. Понижение уровня концентрации гранитофильных элементов и фтора в аплитовидных лейкогранитах на фоне резкого роста содержания бора (см. рис.68), очевидно, связано с дегазацией расплава, сопровождавшейся кристаллизацией турмалина в субсолидусных условиях /172/. Сходную картину поведения редких элементов и летучих удастся проследить и в других массивах(рис.69).

Иначе выглядит эволюция редких элементов и летучих в гранитах позднего ритма, что, вероятнее всего, обусловлено существенными вариациями тектонического режима на уровне становления массивов. В ряду ГФ → ФЛИ общий уровень редкометалльности изменяется незначительно (ИНК = 23-32 кларка), а поведение редких элементов носит нерегулярный характер (см. табл.63). В лейкогранитах заключительных фаз ИНК резко возрастает до 45-99 кларков, хотя и здесь встречаются обогащенные турмалином разности, в которых основной вклад в редкометалльность обеспечивается бором (см. табл.63). Общей особенностью гранитов позднего ритма является закономерное снижение концентраций фтора, начиная с гранитов главной фазы.

Столь резкое различие в поведении редких элементов и фтора (см.рис.69), вероятнее всего, связано с различной степенью открытости системы "гранитный интрузив - вмещающие породы". Массивам раннего ритма (Башгумбеский, Бозтеринский) наиболее близко отвечает модель кристаллизации в закрытых условиях, что, в частности, подтверждается высоким флюидным давлением ($P_{H_2O} \approx 3$ кбар), превыша-

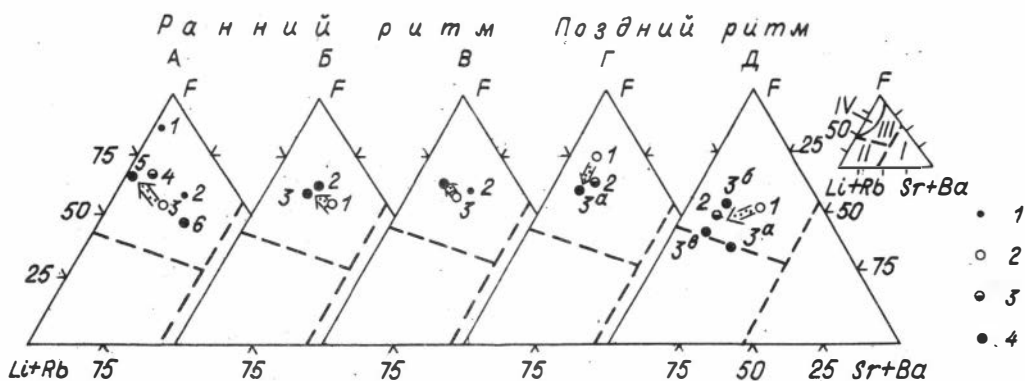


Рис.69. Диаграмма рудоносности редкометалльных гранитоидов КВП:

I – ранние интрузивные фазы; 2 – граниты ГФ; 3 – граниты ФДИ; 4 – лейкограниты ЭФ. Массивы: А – Башгумбеский, Б – Бозтеринский, В,Г – Уртабузский, Д – Курустыкский. Римскими цифрами указаны поля: I – безрудных гранитов, II – ограниченно рудоносных, III – рудоносных, IV – с промышленным оруденением, цо/123/, арабскими – номера интрузивных фаз.

ющим литостатическую нагрузку, а также особенностями зональности граната в Гр-Корд-Анд-роговиках внутренней зоны, указывающими на повышение $P_{общ}$ в надинтрузивной зоне, по крайней мере, с 0,3 до ~1,7 кбар /186/. Исключением являются только дайки турмалиновых аплитовидных лейкогранитов, испытавших явную дегазацию, однако объем их невелик. Массивам позднего ритма (Курустыкский, Уртабузский) отвечает модель открытой системы, которая характеризуется неоднократным сбросом флюидного давления в результате тектонических подвижек. Согласно Ф.Г.Рейфу /199/, в этих условиях гранитная магма испытывает неравновесную дистилляцию со значительным выносом летучих и редких элементов во вмещающие породы. Сравнение надинтрузивных зон для массивов, имеющих одинаковый эрозионный срез, действительно подтверждают значительные большие масштабы метасоматически переработанных вмещающих пород для позднего ритма (выступ Машале, Курустыкский массив) в сравнении с ранним (Бозтеринский массив).

В условиях интенсивной и к тому же разнонаправленной дифференциации гранитных расплавов корректная оценка их первичной обогащенности редкими элементами и летучими возможна только для главных фаз. При этом необходимо учитывать степень их внутренней неоднородности, которую обычно интерпретируют как вертикальную зональность. Расчлененность рельефа и геологические условия позволили выполнить только один "вертикальный" разрез в южной части Башгумбеского массива (рис.70). Здесь останец кровли, сложенный метапелитами с редкими прослоями известняков, залегает на гранитах ГФ субгоризонтально. В непосредственном контакте наблюдается маломощная (~8-10 м) зона скарнирования, что исключает тектонический характер границы. Пробы отбирались, начиная с 2-3 м от контакта со скарнами, причем интервал отбора составлял 20-50 м по вертикали. Общий разрез, включающий 13 образцов, составил с учетом рельефа по вертикальной составляющей ~300 м, по горизонтальной ~750 м (см. рис.70). Тренды, полученные по петрогенным окислам, редким элементам и летучим, показаны на рис.71. Здесь же косой штриховкой вынесены 95 %-ные доверительные интервалы среднеарифметических оценок по всей выборке гранитов ГФ (19 анализов). Анализ графиков показывает, что вариации частных определений, как правило, превышают 95 %-ные доверительные интервалы средних и носят нерегулярный характер. Таким

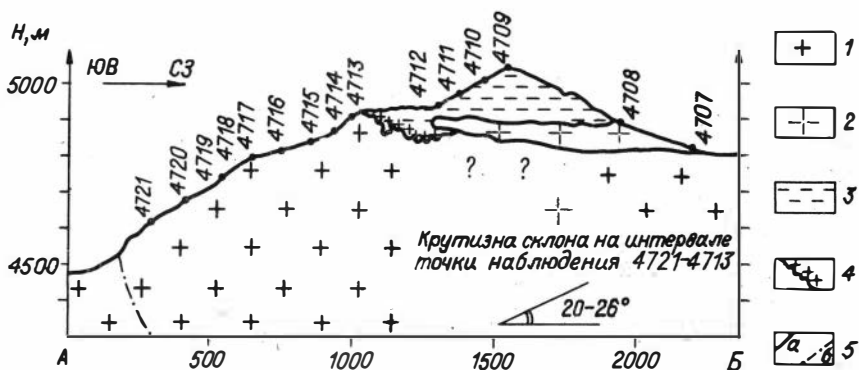


Рис.70. Геологическая схема опробования по "вертикальному" разрезу Башгумбезского массива:

1 - граниты ГФ; 2 - граниты ФДИ; 3 - останец кровли; 4 - зоны скарирования в контакте с гранитами; 5 - границы (а - интрузивные, б - разрывные).

образом, можно говорить о внутренней химической квазиоднородности гранитов ГФ, по крайней мере, на глубину 300 м.

С учетом сказанного, ниже приведено сравнение общей редкометалльности гранитов ГФ, относящихся к разновозрастным ритмам (табл.64). Установлено, что вариации Li, Rb, Sr, Ba, Sn полностью перекрываются по частным анализам, а разница в их средних значениях практически не превышает пределы относительной ошибки аналитических методов ($\leq 33\%$). Поведение фтора и вольфрама достоверно различается, но имеет нерегулярный характер. И только в отношении бора устанавливается систематическое снижение концентраций при переходе от гранитов ГФ раннего к гранитам ГФ позднего ритма ($\bar{X} = 65-138$ г/т против $\bar{X} = 31-39$ г/т). Без учета этого элемента общий индекс редкометалльности гранитов ГФ укладывается в узкие рамки ИНК = 2I-3I кларк.

В целом следует отметить, что черт геохимического сходства между редкометалльными гранитами раннего и позднего ритмов значительно больше, чем различий, а на диаграмме оценки потенциальной рудоносности гранитов (см. рис.69) все массивы попадают в поле весьма перспективных олово-вольфрамоносных интрузий.

Редкоземельный состав изучен только для гранитоидов Башгумбезского массива (табл.65, рис.72).

Кварцевые сиенодиориты I-й фазы, благодаря особенностям своего минерального состава, аномально обогащены как тяжелыми, так и легкими РЗЭ. В то же время асимметричный наклон нормированных по хондриту концентраций РЗЭ и резко выраженный европиевый минимум указывают на их явное генетическое сходство с более поздними гранитами и метапелитовую природу магмообразующего субстрата.

Адамеллиты 2-й фазы, граниты ГФ и ФДИ имеют близкое распределение редкоземельных элементов, которое характеризуется постепенным падением нормированных коэффициентов от легких к тяжелым лантаноидам и отчетливым европиевым минимумом ($\sum \text{РЗЭ} = 86-145$ г/т, $\text{ce/yb} = 68-40$, $\lg \text{Eu}^{\text{III}} = 0,07-0,13$). В целом данный тип распределения РЗЭ сопоставим с таковым для протерозойских и фанерозойских глинистых осадков [22I], отклоняясь в сторону более выраженного европиевого минимума и более высокого ce-yb-отношения. Указанные отличия находят объяс-

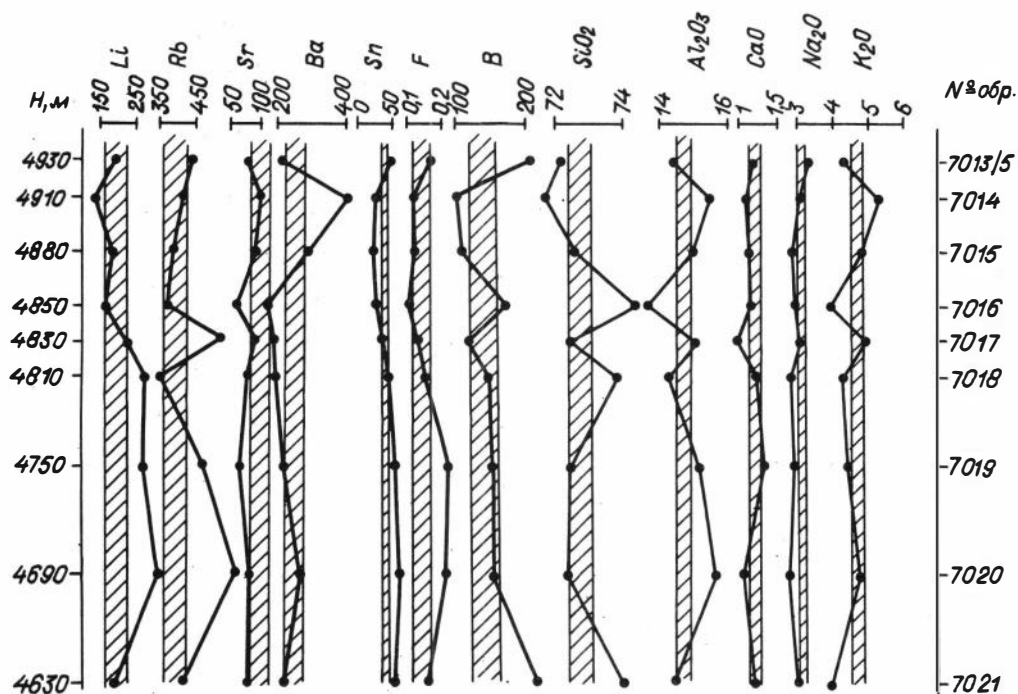


Рис. 71. Поведение Li, Rb, Sr, Ba, Sn, B (г/т), F и петрогенных окислов (мас.%) по "вертикальному" разрезу через граниты ГФ Башгумбесзского массива. Штриховкой указаны 95 %-ные доверительные интервалы средних значений по общей выборке для гранитов ГФ.

нение с позиции частичного плавления метапелитового субстрата с образованием рестита, обогащенного гранатом и плагиоклазом.

При переходе к заключительным фазам общая сумма редкоземельных элементов последовательно снижается до 27 г/т, а величина европиевого минимума возрастает. При этом основной вклад в снижение Σ РЗЭ обеспечивается легкими лантаноидами, что приводит к общему выполаживанию графика распределения РЗЭ. Подобный тип дифференциации типичен для редкометалльно-плагматитовых гранитов и, вероятнее всего, связан с одновременным фракционированием Кпш и Пл в условиях анхизтектической кристаллизации расплава /I20/.

3.3.5. Глубинные ксенолиты

Распределение ксенолитов в редкометалльных гранитах отчетливо коррелируется с месторасположением массивов и не зависит от принадлежности гранитов к раннему или позднему ритмам.

В Уртабузском и Курустынском массивах, расположенных в восточной части КВП, ксенолиты встречаются чрезвычайно редко и представлены двумя петрографическими группами. Первая более широко распространена и включает в себя разнообразные по структурам метасадочные породы, минеральные парагенезисы которых (Кв+Пл±Кпш±Бш±Му) сопоставимы с вмещающими роговиками. Вторая группа сложена микро- или мелкозернистыми кварцевыми биотитовыми диоритами, несущими черты калишпатового порфиробластеза, мусковитизации и реже турмалинизации.

Сравнительный анализ редкометальности ранне-среднеюрских гранитов ГФ в раянем (башгумбезском) и позднем (курустынском) ритмах

Ритм	Массив	Число анализов	Li	Rb	Sr	Ba	P	B	Sn	W	ИНК	
											общий	без бора
Ранний	Башгумбезский	19	176±29 63-310	355±18 310-440	97±12 65-175*	259±35 170-440*	0,13±0,02 0,06-0,22	138±20 70-210	36±5 24-60	1,9 ³	31,1	22,9
	Бозтеринский	15	196±18 162-236	324±21 290-435	133 ³	344 ³	0,12±0,06 0,09-0,20	65±24 12-180	21±4 13-46	6,3 ³	35,7	31,4
Поздний	Уртабузский	10	201±38 143-301	347±52 202-445	90±25 55-160	303±54 175-410	0,27±0,09 0,10-0,51	31±25 12-125	22±5 14-36	2,0 ³	23,6	21,2
	Курустынский	8	153±10 140-170	361±22 350-430	115±9 100-130	323±24 275-370	0,12±0,02 0,10-0,15	35±19 16-85	29±8 16-50	2,1 ³	22,2	20,9

Примечание. Над чертой $\bar{x} \pm s\bar{x}$ при 95 %-ном доверительном уровне, под чертой - пределы колебаний частных анализов. Звездочкой отмечены определения из сборных проб по методике В.Д.Козлова /123/. В таблице не приведены данные по гранитам раннего ритма Уртабузского массива, где граниты ГФ и ФЛИ не расчленены.

Таблица 65

Содержание редкоземельных элементов (г/т) в гранитоидах Башгумбезского массива

Номер п/п	пробы	Интрузивная фаза	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu
2	3068	2	27,5	67,4	35,4	7,35	0,88	4,7	0,57	0,14	0,99	0,11
3	1920	3 (ГФ)	25,1	54,3	26,0	5,78	0,84	5,2	0,45	0,22	1,00	0,13
4	3180	4 (ФЛИ)	18,6	40,0	16,5	4,34	0,54	4,6	0,74	0,19	1,00	0,11
5	3239	5 (ЗФ ₁)	13,0	34,0	16,5	4,10	0,26	1,9	0,36	0,16	0,95	0,17
6	7000	6 (ЗФ ₂)	7,1	9,1	6,1	2,00	0,13	1,1	0,23	0,17	0,98	0,13

Примечание. Анализы выполнены нейтронно-активационным методом в ОИГТМ СО РАН (аналитик - Ю.Г.Шипицын).

Совершенно иной состав включений в Башгумбезском и Бозтеринском массивах, расположенных в западной части КВП. Они сложены глубокометаморфизованными породами, среди которых метапелиты явно преобладают. Возрастает также и общее количество ксенолитов, достигая в адалмеллитах 2-й и гранитах 3-й фаз нескольких сотен на 100 м². Детальное описание этих включений проведено ранее на примере Башгумбезского массива /186/, поэтому здесь ограничимся констатацией их главных особенностей, а также новыми данными по Р,Т-оценкам метаморфизма.

Минеральный состав ксенолитов значительно разнообразнее, чем во вмещающих породах. В них, наряду с Би, Анд и Корд, широко представлены такие минералы, как Сил, Гр, Кор и Шп, что несомненно указывает на более высокие Р,Т-параметры метаморфизма. По типам ассоциаций и особенностям химизма минералов выделяется три петрографические группы: А - двуслюдяные (с фибролитовым Сил и Кпш); Б - андалузитовые (иногда с призматическим Сил, Корд и Кпш); В - гранат-силлиманитовые (иногда с Корд).

Ксенолиты группы А сложены тонкозернистыми полосчатыми сланцами с микролепидобластовой и микрогранобластовой структурами. Биотит характеризуется низкой титанистостью, относительно высокой железистостью ($t_{10_2} = 1,3-2,1$ мас.%, $f = 58-60$ %).

Ксенолиты группы Б в подавляющем числе шлифов представлены массивными или полосчатыми метапелитами, гранобластовые и гранолепидобластовые структуры которых переходят в свилеватые в случае широкого развития фибролитового Сил. Постоянно отмечаются реликтовые зерна зеленой Шп и Кор, включенные в кристаллы Анд и Корд. Силлиманит наряду с фибролитовой разновидностью часто наблюдается и в виде призматических выделений, образующих срастания с андалузитом. Биотит имеет в сравнении с группой А более высокую титанистость ($t_{\text{TiO}_2} = 1,7-3,5$ мас.%) и близкую железистость ($f = 60-66\%$).

К группе Б, очевидно, относятся и нодули шарообразной формы, сложенные крупнозернистым Корд ($f = 52-53,6\%$), гломеросростки которого окружены мелкозернистым агрегатом Кв-Би-Му-Анд-Ап-состава.

Ксенолиты группы В встречаются значительно реже, главным образом в адамеллитах 2-й фазы и эпизодически в гранитах 3-й фазы (ГФ). Это м-з, с-з породы, структура которых определяется сочетанием порфиробласт Гр (иногда в кордиритовой кайме) с более тонкозернистой основной массой, сложенной Кв-Пл-Би-Корд-агрегатом. Силлиманит присутствует в двух генерациях. Фибролитовый Сил вместе с Му наложен на первичный парагенезис, в то время как мелкие субидио-

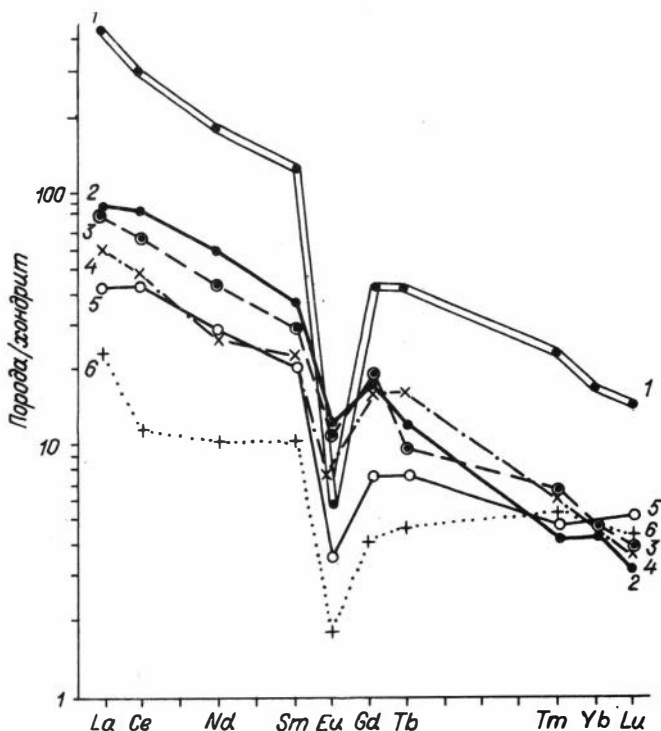


Рис. 72. Распределение РЗЭ в гранитоидах Башгумбазского массива:
 1 - кварцевые сиенодиориты; 2 - адамеллиты; 3 - граниты ГФ; 4 - граниты ФФ; 5 - лейкограниты ЗФ₁; 6 - лейкограниты ЗФ₂.

морфные иголки Сил (вместе с зернами Кор и Шп) находятся внутри кристаллов Корд и не соприкасаются с Кв. Подобные структурные взаимоотношения указывают на реакционные соотношения между минералами, свидетельствующие о протекании на I-й стадии прогрессивных реакций дегидратации ($\text{Кв} + \text{Би} + \text{Сил} \rightarrow \text{Кпш} + \text{Корд} + \text{Гр} + \text{Шп} + \text{H}_2\text{O}$; $\text{Кв} + \text{Би} + \text{Сил} + \text{Гр}_1 \rightarrow \text{Кпш} + \text{Корд} + \text{Гр}_2 + \text{Шп} + \text{H}_2\text{O}$); а на 2-й - метасоматических реакций кислотного выщелачивания (фибролитизация, мусковитизация).

Химический состав минералов из ксенолита группы В приведен в работе /186/.

а также в табл.66 (новые данные). Гранат представлен двумя морфологическими разновидностями. Крупные порфиروбласты без следов реакционного замещения сильно варьируют по составу и обычно характеризуются слабым падением железистости от центра к краю зерен (Пир₇₋₂₈Альм₅₄₋₇₄Спес₂₋₂₁Грос_{0,5-5}; $\Delta f^{Ц-K} = 0,2-II, I \%$). В противоположность им реликтовые зерна неправильной формы, замещаемые кордиеритом, характеризуются устойчивым возрастанием железистости от центра к краю (Пир_{II-15}Альм₇₅₋₈₁Спес₄₋₇Грос₀₋₃; $\Delta f^{Ц-K} = 0,2-3 \%$). Кордиерит из контакта с реликтовыми зернами граната также имеет слабую зональность: $f^{Ц} = 53, I \%$; $f^{K} = 57,9 \%$ (см. табл.66). Красно-коричневый биотит в центральных частях зерен, как правило, высокотитанистый ($TiO_2 = 4-2,5 \text{ мас.}\%$), однако в краях и относительно мелких выделениях содержание TiO_2 может падать до десятых долей процента. Железистость биотита изменяется от 56 до 67 %.

Общей особенностью всех изученных включений является повсеместное проявление метасоматоза, что выражается в замещении андалузита спутанно-волокнистым агрегатом Сил и Му, замещении граната Би и Му, хлоритизации биотита, образовании псевдоморфоз Му и Хл по микроклину и кордиериту.

По валовому химическому составу /I86/ все включения относятся к высокоглиноземистым метапелитам, мас. %: $SiO_2 = 52,5 \pm 2,7$; $TiO_2 = 1,4 \pm 0,2$; $Al_2O_3 = 23,4 \pm 1,7$; $Fe_2O_3 = 2,7 \pm 0,3$; $FeO = 6,4 \pm 0,7$; $MgO = 3,2 \pm 0,4$; $CaO = 1,2 \pm 0,3$; $Na_2O = 1,6 \pm 0,4$; $K_2O = 7,1 \pm 0,6$; $P_2O_5 = 0,2 \pm 0,04$ (число анализов - 24). Обращает на себя внимание высокая калиевоность, что связано с интенсивным метасоматическим изменением ксенолитов под воздействием вмещающих гранитоидов, а также практически полное отсутствие среднеглиноземистых метапелитов и метапсаммитов, широко развитых в контактовом ореоле.

Приведенная выше характеристика включений позволяет сделать вывод об их гетерогенной природе. Ксенолиты группы А отвечают мусковит-роговиковой фации и сопоставимы по P, T-параметрам метаморфизма с внешней зоной контактового ореола, развитого вокруг Башгумбеского массива. Появление в ксенолитах группы Б ассоциацией Анд с Кпл, Шп и Кор связано с высокотемпературным метаморфизмом при давлениях $P_{\text{общ}} \leq 3$ кбар. Об относительно низких давлениях метаморфизма свидетельствует также присутствие в некоторых ксенолитах устойчивых сростаний двух полиморфных модификаций Al_2SiO_5 , которые фиксируют P, T-условия фазового перехода Анд \rightleftharpoons Сил. Эти условия отвечают ортоамфиболовой субфации амфибол-роговиковой фации, по /234/, и андалузит-биотит-ортоклазовой по /I29/. Более точная их привязка к P, T-условиям невозможна ввиду многовариантности минеральных равновесий и интенсивного метасоматического замещения.

Наибольший интерес представляют ксенолиты группы В. Оценки P, T-параметров метаморфизма для этой группы выполнены на примере обр.3233 (см. табл.66). Были использованы Гр-Би-геотермометр /300,333/; дивариантное равновесие Корд \rightleftharpoons Гр+Сил+Кв /I7,300,333/, а также Гр-Пл-геобарометр в условиях равновесия с Кв и Сил /5,224/. Учитывая существенную роль наложенного метасоматоза, расчеты производились только для центров соприкасающихся зерен. Результаты оценок:

Гр-Би-геотермометр М.Холдуэя /300/	- T = 840 °C, при P = 3 кбар
Гр-Би- " " А.Томпсона /333/	- T = 900 °C, при P = 3 кбар
Гр-Би- " " Л.Перчука /I7/	- T = 730 °C, при P = 3 кбар
Гр-Корд- " " М.Холдуэя /300/	- T = 870 °C, при P = 3 кбар
Гр-Корд- " " А.Томпсона /333/	- T = 940 °C, при P = 3 кбар
Гр-Корд- " " Л.Перчука /I7/	- T = 900 °C
Гр-Корд-геобарометр М.Холдуэя /300/	- P = 4,5 кбар, при T = 700 °C
Гр-Корд- " " А.Томпсона /333/	- P = 4,3 кбар, при T = 700 °C

Таблица 66

Химический состав минералов (мас.%) в гранулитовом метapelитовом включении
из адамеллитов 2-й фазы Башгумбэзского массива (обр.3233)

Компоненты	Гр _I			Корд _I		Би _I		Би ₂		Пл _I		Пл ₂	
	к _I	ц	к ₂	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к
SiO ₂	37,3	37,5	37,4	47,2	47,9	35,4	35,1	35,7	35,4	62,7	63,0	62,9	64,8
TiO ₂	0,04	0,07	0,06	не обн.	не обн.	3,22	2,66	2,56	1,65	0,04	0,04	0,04	0,04
Al ₂ O ₃	21,35	21,18	21,48	32,54	31,50	20,63	20,85	20,10	21,18	24,85	24,54	24,56	23,69
ΣFeO	34,71	32,94	34,16	11,59	11,95	23,70	23,57	23,53	23,37	0,11	0,07	0,10	0,10
MnO	2,60	3,39	2,33	0,36	0,53	0,30	0,30	0,26	0,27	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
MgO	3,13	4,07	3,66	5,75	4,87	6,47	6,71	7,11	7,07	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
CaO	1,01	0,97	1,01	не обн.	не обн.	0,01	0,02	0,01	0,02	5,70	5,32	5,61	4,19
Na ₂ O	-	-	-	0,60	0,84	0,25	0,23	0,23	0,25	8,14	8,61	8,41	8,31
K ₂ O	-	-	-	-	-	8,98	8,95	9,03	8,87	0,18	0,17	0,15	0,28
Сумма	100,14	100,12	100,10	98,04	97,59	98,96	98,39	98,53	98,08	101,72	101,75	101,77	101,41
f, %	86,2	81,9	84,0	53,1	57,9	67,3	66,3	65,0	65,0	-	-	-	-
Ан, %	-	-	-	-	-	-	-	-	-	27,6	25,1	26,7	21,4

Примечание. Минеральный парагенезис включения: Кв+Пл+Би+Сил+Корд+Гр+Граф+Ил+Ап+Му (вторичный); ц - центр, к - край зерна; не обн. - не обнаружено, прочерк - не определялось.

Гр-Корд-геобарометр	Л.Перчука /17/	- P = 7,6 кбар
Гр-Пл- "	Е.Хента /294/	- P = 4,5 кбар, при T = 700 °C
Гр-Пл- "	Л.Арановича /5/	- P = 4,7 кбар.

Следует отметить хорошую согласованность оценок, полученных независимыми методами ($T = 840-940$ °C, $P = 4,3-4,5$ кбар), за исключением калибровок Л.Л.Перчука, которые дают заниженную температуру по Гр-Би-равновесию и завышенное давление по Гр-Корд-равновесию. В целом охарактеризованная выше группа включений отвечает по условиям метаморфизма биотит-ортоклазовой субфации силлиманит-биотит-ортоклазовой фации по С.П.Кориковскому /129/ или гранулитовой с переходами в высокотемпературную часть амфиболитовой фации по Н.Л.Добрецову с соавторами /234/. Специфической особенностью являются пониженные давления ($P_{общ} \leq 4,5$ кбар), что позволяет рассматривать этот класс включений как фрагменты малоглубинных гранулитов.

Подводя итог, следует сказать, что включения, содержащиеся в гранитоидах Башгумбезского и Бозтеринского массивов, образуют непрерывный спектр по P, T-параметрам от мусковит-роговиковой через амфибол-роговиковую к высокотемпературной части амфиболитовой и, наконец, гранулитовой фаций. Обращает на себя внимание, что включения "малоглубинных гранулитов" по особенностям химизма, минерального состава и P, T-оценкам метаморфизма сопоставимы с меланосомой аличурского мигматит-гранитного комплекса, для которого доказан раннемезозойский возраст (см. раздел 2.3.4). В предыдущих публикациях /31, 38, 186/ эти особенности включений позволили авторам проинтерпретировать их большую часть как реликты метапелитового субстрата, а происхождение самих редкометалльных гранитоидов связать с ростом гранитогнейсовых куполов, одновременных и близких по природе с процессами гранитообразования в Аличурской зоне КВП. С этих позиций первоначальные расплавы, внедрившиеся в верхние горизонты земной коры, должны были быть относительно сухими и весьма высокотемпературными. Как было показано выше, этому противоречит отсутствие в гранитоидах Башгумбезского, Бозтеринского и Уртабузского массивов высокотемпературных минеральных фаз, в первую очередь гиперстена, низкая титанистость биотита, присутствие первично-магматического мусковита, а также химический состав гранитов ГФ, свидетельствующий о высокой доле эвтектики, а следовательно, высокой флюидонасыщенности первичного расплава. Только в отношении адамеллитов 2-й фазы предложенная модель могла бы быть применена достаточно корректно.

Поскольку коровая природа ранне-среднеюрских редкометалльных гранитов КВП не вызывает сомнений, остается предположить, что, по крайней мере, ксенолиты "малоглубинных гранулитов" являются в действительности непереплавленными фрагментами меланосомы аличурского комплекса, а процесс формирования редкометалльно-гранитных расплавов несколько оторван во времени от процессов ультраметаморфизма. В пользу временного разрыва между гранитизацией фундамента КВП и анатектическими процессами, приведшими к формированию редкометалльных гранитов, указывает также широкое проявление в регионе дифференцированных даек пикрит-долеритового состава, которые прорывают со срезанием гнейсовидности мигматиты Аличурской зоны (тупондаринский комплекс), но скарнируются редкометалльными гранитами КВП (зоракбуринский комплекс).

С позиций геодинамики важным следствием являются два факта: впервые установлено, что на Юго-Восточном Памире существует область раннемезозойских малоглубинных гранулитов и мигматитов, структурно-вещественные комплексы которых в настоящее время вскрыты эрозией в расположенной западнее Аличурской зоне; в направлении с запада на восток "гранулитовый слой" либо выклинивается, либо

его верхняя граница погружается на глубины, превосходящие уровень генерации более поздних очагов редкометалльных гранитов.

3.3.6. Петрогенезис

Прежде чем перейти к петрогенетическому анализу, укажем на те особенности редкометалльных гранитов КВП, которые имеют важное значение для понимания их происхождения.

1. Геотектоническая позиция. Интрузивы редкометалльных гранитов КВП, вероятнее всего, формировались в условиях слабого растяжения (субплатформенный режим). Прямым доказательством этого является юрский возраст гранитов, определенный Rb-Sr-методом /IZI/, поскольку в этот период на Юго-Восточном Памире накапливался непрерывный существенно карбонатный разрез без признаков структурных и стратиграфических несогласий, которые можно было бы интерпретировать как фазы сжатия или складчатости.

2. Особенности эволюции свидетельствуют о существовании: 1) ранних выплавок кварц-диоритного и гранодиорит-адамеллитового состава, отличающихся аномально высокой редкометалльностью, в том числе по F и B, и слабой степенью дифференциации на уровне становления и 2) поздних выплавок, обладающих меньшей редкометалльностью, но значительно большим (в сотни раз) объемом.

3. Общими признаками, свидетельствующими о единых или близких условиях генерации кремнекислых расплавов, являются повышенные содержания редких элементов (Li, Rb, Cs, Sn, W), калиевая специализация щелочей и высокая флюидонасыщенность (F, B, H₂O). Последний факт требует некоторых пояснений. Судя по вариациям в средних содержаниях фтора и бора, как в породах (F = 0,05–0,27 мас.%, B = 16–350 г/т), так и в слюдах (F = 0,4–2,16 мас.%, B = 30–460 г/т), флюидная составляющая в период кристаллизации магм была обогащена этими компонентами. На высокое давление воды (P_{H₂O} ≥ 3 кбар) указывают в свою очередь повсеместное присутствие первично-магматического мусковита и термобарогеохимические данные по исследованию флюидных включений, сингенетичных с расплавленными, в кварце из гранитов Башгумбозского массива /I86/. В то же время геохимическое поведение фтора и бора в ходе кристаллизации расплавов было различным. Если в гранитоидах раннего ритма тот и другой компоненты накапливались в дифференцированном гранит-лейкогранитном ряду ГФ → ФДИ → ЗФ (за исключением редких жил аплитовидных лейкогранитов), то в гранитоидах позднего ритма концентрации фтора снижались на фоне роста, хотя и с большими вариациями, содержания бора. Этот факт хорошо согласуется с экспериментальными коэффициентами распределения фтора и бора между флюидом и расплавом /I22, I72/ при условии закрытой системы кристаллизации для гранитоидов раннего ритма и открытой – для гранитоидов позднего ритма. В этой ситуации о первичной обогащенности кремнекислых расплавов летучими и редкими элементами можно судить только по гранитам ГФ, для которых выше было показано отсутствие зональности, по крайней мере, на глубину нескольких сот метров. Установлено (см. табл.64), что граниты ГФ сопоставимы по содержанию фтора и большинства редких элементов, но резко различны по концентрациям бора: ранний ритм – 65–136 г/т, поздний – 31–39 г/т.

4. В направлении с запада на восток происходит "омоложение" массивов за счет смены гранитоидов раннего ритма – поздним. В том же направлении изменяются и некоторые черты их геологического строения, указывающие на снижение температуры исходных расплавов. К ним относятся снижение степени метаморфизма

внутренних зон контактовых ореолов (от амфибол-роговиковой к мусковит-роговиковой фации) и исчезновение высокотемпературных метapelитовых включений с Анд, Корд, Шп и Кор, которые являются реститами магмообразующего субстрата.* При этом важно подчеркнуть, что изменение температуры и, возможно, глубины генерации кремнекислых расплавов не зависит от принадлежности гранитоидов к раннему или позднему ритмам, а определяется только местоположением массивов в структурах КВП. Это становится ясным при сравнении петрографически сходных гранитоидов раннего ритма в Башгумбезском, Бозтеринском и Уртабузском массивах. В первых двух проявлен более высокотемпературный контактовый метаморфизм, гранитоиды содержат более высокотемпературные глубинные включения, а биотиты характеризуются более высокой титанистостью, что также коррелируется с температурой их кристаллизации /233/.

Конечно, приведенные выше рассуждения о температурах кристаллизации расплавов имеют относительное значение. В целом же следует признать, что все породы (за исключением кварцевых диоритов, кварцевых сиенодиоритов и гранодиорит-адамеллитов) относятся к низкотемпературному классу обводненных двуслюдяных гранитов, характеризующихся анхизвтектическим составом. На диаграмме "Кв-Аб-Орт" они все тяготеют к тройному минимуму при $P_{H_2O} \sim 1-3$ кбар (см. рис.67).

Данные по геологии и вещественному составу гранитоидов позволяют перейти к обсуждению моделей магмообразования. К числу альтернативных гипотез, обычно привлекаемых для объяснения генезиса редкометалльных гранитов, относятся следующие: 1) дифференциация основных магм обогащенных летучими; 2) анатектическое плавление сиалических пород в условиях закрытой системы; 3) плавление корового материала в условиях привноса интрателлурическими потоками летучих, щелочей и других элементов; 4) плавление редкометалльных метасоматитов. Первому варианту противоречит отсутствие собственных базитовых пород, в том числе в виде включений или отдельных ксенокристов "базитового" профиля (высококальциевый Пл, Кп, Сп, Амф). Из других вариантов модель интрателлурического привноса флюидов, на наш взгляд, кажется наиболее предпочтительной.

Действительно, поступающие в область магмообразования интрателлурические потоки тепла и рудоносных флюидов могли определять устойчивость состава и специфику химизма гранитных расплавов. С позиций этой модели находит логичное объяснение и латерально-временной тренд редкометалльных гранитов, который является следствием последовательного раскрытия проницаемых зон в направлении с запада на восток. Прямым свидетельством в пользу участия интрателлурических флюидов в генерации кремнекислых магм является также независимое поведение бора, которым граниты аномально обогащены, а предполагаемые для них коровые субстраты (мигматитогнейсы Аличурской зоны, T_{2-3} и флишоидные терригенные толщи базардаринской свиты, С? Юго-Восточного Памира) содержат этот элемент в кларковом количестве. Предварительное изучение изотопного состава гелия в кордиеритах из Башгумбезского массива, выполненное Е.Р.Друбевским (устное сообщение), также указывает на мантийную природу флюидов.

Наиболее трудным моментом с позиций модели интрателлурического привноса флюидов является объяснение того факта, что гранитоидный магматизм начался с внедрения существенно автономных расплавов кварц-диоритового (кварц-сиенодиоритового) и гранодиорит-адамеллитового состава. Если исходить из того, что плавлению подвергался тот же сиалический коровый материал, то эти расплавы надо трактовать как котектические, что возможно только в условиях резкого возраста-

* Здесь не рассматриваются включения "малоглубинных гранулитов", для которых выше была доказана чужеродная (нереститовая) природа.

ния химического потенциала кислотных компонентов, в первую очередь фтора. Действительно, кварцевые сиенодиориты, гранодиориты и адамеллиты сильно обогащены фтором даже в сравнении с поздними гранитами (см. табл. 61, 63). Особенно это касается кварцевых сиенодиоритов, где содержание фтора варьирует от 0,6 до 0,8 мас.%. Особенности распределения РЗЭ также не противоречат предположению о коровом для них – существенно метапелитовом магмообразующем субстрате (см. рис. 72). Тем не менее, трудно себе представить реальный механизм локальной концентрации флюидов в глубинных зонах, где преобладающим геотектоническим режимом было растяжение. Очевидно, следует признать, что плавлению подверглись метасоматические переработанные породы, например, аномально обогащенные биотитом, апатитом и (или) турмалином – минералами-концентраторами летучих компонентов. Геологический материал по мигматит-гранито-гнейсовым комплексам Аличурской зоны, которые являлись наиболее вероятным субстратом, по крайней мере, для гранитоидов Башгумбозского и Бозтеринского массивов, свидетельствует о существовании подобных метасоматитов, хотя и в незначительных масштабах /34/.

В целом образование всей гаммы пород, входящих в состав ранне-среднеюрской ассоциации, может быть объяснено следующим образом. На начальных стадиях в условиях привноса интрателлурических флюидов (В, F и др.) способные к подъему относительно сухие котектические магмы могли появляться в результате весьма продвинутого и локального плавления метасоматически переработанных (биотитизированных) зон или зон, содержащих повышенные количества включений слюдитов. Именно этой стадии отвечают редкометалльные кварцевые сиенодиориты, гранодиориты и адамеллиты ранних интрузивных фаз, содержащие биотит-плаггиоклазовый и кварц-биотит-плаггиоклазовый субликвидусный парагенезис. По мере гранитизации субстрата под воздействием интрателлурических флюидов состав расплавов сместился в сторону кремнекислых обводненных магм, содержащих повышенные концентрации кислотных компонентов. Одновременно резко возрос объем редкометалльно-гранитных расплавов. Дифференциация расплавов на уровне становления массивов привела, с одной стороны, к появлению ультраредкометалльных разностей, с другой – к формированию постмагматического существенно вольфрамового оруденения. Как было показано выше, характер дифференциации зависел от степени проницаемости вмещающих пород надинтрузивных зон, что хорошо согласуется с теоретическими расчетами динамики кристаллизации гранитных магм в условиях ретроградного кипения /257/.

В настоящее время можно считать общепризнанным, что орогенный магматизм характеризуется тесной связью мантийных базит-пикробазитовых и коровых гранитоидных расплавов. Одним из первых на пространственно-временную сопряженность гранитоидов и предшествующих им габброидов обратил внимание Э.П.Изох /98, 99, 100, 101, 190/, выделив для формационного и металлогенического анализа габбро-гранитные интрузивные серии, в первую очередь различающиеся по уровню общей щелочности и соотношению калия и натрия во всем ряду магматических пород. Эффективность такого подхода при изучении магматических ассоциаций складчатых областей впоследствии была подтверждена на примере Казахстана /42, 62, 126, 160, 193/, Западного Узбекистана /241/, Урала /237, 265/ и других регионов. Было установлено, что орогенный габбро-гранитоидный магматизм имеет ритмичный и полиритмичный характер, причем в каждом элементарном ритме (серии), начало которого, как правило, фиксируется по проявлению базитов или диоритов, по мере увеличения кремнекислотности гранитоидов закономерно увеличиваются содержания калия. Согласно данным Э.П.Изоха /99, 100/, возрастание калиевоности, а вместе с ней и щелочности расплавов присуще не только элементарным ритмам, но и мегаритмам, отвечающим полному орогенному циклу: от сининверсионных натровых габбро-тоналит-плагиогранитных к раннеорогенным калинатровым габбро-тоналит-гранодиорит-гранитным к позднеорогенным калиевым монцогаббро-монцодиорит-монцонит (граносиенит)-гранитным сериям. Завершается формирование таких циклов "короткими" (без базитовых предшественников) ассоциациями калиевых гранит-лейкогранитов. Та же закономерность сохраняется и в полициклических складчатых областях, когда каждый следующий мегаритм характеризуется всё более возрастающей ролью калиевых гранитоидов /100/, а на субплатформенной стадии широко развиты базит-ультрабазиты повышенной щелочности /64/.

Важно подчеркнуть, что в подавляющем большинстве случаев базитовый и кремнекислый магматизм складчатых поясов обнаруживает явную согласованность по петро- и геохимическим признакам, что было проверено на большом фактическом материале как для интрузивных, так и для вулканических серий /100, 173, 220, 238/.

Вместе с тем, уже давно известны и исключения из этого правила. К ним, в частности, относится сининверсионный калинатровый гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд с участием высокоглиноземистых гранитоидов, на примере которого Э.П.Изохом /98/ была предложена модель вертикальной миграции фронта магмообразования и одним из первых обоснована существенная автономность мантийных и коровых расплавов.

Детальное изучение базитового магматизма показало, кроме того, что в внутриконтинентальных орогенных поясах начальный базитовый магматизм имеет антедромную эволюцию, достигая максимума меланократовости (андезиты → базиты → пикриты) непосредственно перед внедрением гранитоидных расплавов. Впервые эта закономерность была установлена А.Г.Владимировым, П.В.Ермоловым и др. на примере Западно-Калбынской зоны Восточного Казахстана /180/, причем было отмечено отсутствие прямой согласованности составов на ранних стадиях формирования орогенного вулканоплутонического пояса (C_{2-3}) и скачкообразное возрастание щелоч-

ности как базитов, так и гранитов на поздних стадиях (C_3-P) и в эпиплатформенных условиях (T_I). Впоследствии антидромный характер базит-ультрабазитового магматизма при переходе от раннегеосинклинальной к инверсионной стадии и скачкообразное увеличение щелочности (габбро-монцодиориты) на позднеорогенной стадии было подтверждено на примере каледонского, герцинского и мезовойского тектономагматических циклов Центрально-Азиатского пояса /43, 130/.

Особое место в истории развития складчатых областей занимает редкометалльно-плазматитовые граниты. Как правило, они завершают орогенные циклы, или их появление связано с повторной (нередко сопряженной) тектономагматической активизацией регионов /II9, 2I9/. В отличие от "стандартных" гранитоидов, они характеризуются аномально высокими содержаниями фтора, иногда бора, понижающими температуру эвтектики /I22, I72/, а также содержат повышенные концентрации редких и рудных элементов (Rb, Cs, Be, Li, Sn, W и др.). Из их специфических особенностей необходимо отметить следующие: 1) нередко этот тип гранитов обнаруживает пространственно-временную связь с поясами (узлами) щелочно-базальтоидных даек и малых интрузий, занимающих как до-, так и постгранитную позиции; 2) в мезо-кайнозойских структурах активных континентальных окраин (Анды, Северо-Запад Америки, Дальний Восток и др.) Sn-W-носные редкометалльно-гранитные интрузии приурочены к тыловым частям, где они обычно совмещены с предшествующими калиевыми габбро-монцонит-гранитными (латитовыми) сериями /IOI, I6I/, последние также обогащены фтором, бором и редкими литофильными элементами /48/; 3) установлена определенная связь между степенью "зрелости" (калиевости) континентальной коры, определяемой количеством прошедших здесь тектономагматических циклов, и интенсивностью редкометалльно-гранитного магматизма /I23, I46, 220/. При этом остродискуссионным остается вопрос о причинах повышенной редкометалльности и фтористости исходных лейкогранитовых магм /48, 64, II9, I47, I6I, 2IO/.

Приведенный выше обзор не претендует на полноту изложения геологических и петрологических проблем, связанных с габбро-гранитным магматизмом*, однако позволяет представить в наиболее общем виде основные черты латерально-временной зональности магматических формаций в орогенных поясах и сопряженных с ними областях тектономагматической активизации. Существует два принципиальных подхода к объяснению генезиса габбро-гранитного магматизма. Один из них представлен группой моделей /99, I28, I33, I46, I63/, где решающая роль в объяснении согласованности состава мантийных и коровых расплавов отводится интрателлурическим потокам тепла и вещества - регуляторам щелочности расплавов. Другой подход объединяет модели, в которых источником и (или) стимулятором внутрикорового гранитообразования являются мантийные расплавы, а согласованность по составу связывается с дифференциацией базитовых и андезитовых магм /238/, синтексисом контрастных гетерогенных расплавов /6I, 64, I94/, либо в промежуточном варианте - флюидным синтексисом /64/.

Первая группа моделей (в явной или неявной форме) базируется на постулате о наличии в литосфере глубинных проницаемых зон, отражением которых в континентальной коре и являются габбро-гранитные или гранитогнейсовые пояса, которые либо приурочены к границам крупных структурных элементов Земли, либо имеют наложенный трансструктурный характер /99, I46, I87/. Допускается /I87/, что кроме петрологических (формирование разноглубинных корово-мантийных расплавов) и металлогенических следствий флюидизация литосферы имеет динамическую направ-

* В частности, здесь не рассматривается щелочно-гранитный магматизм.

ленность, т.е. в зависимости от режима и длительности воздействия на литосферу флюидные потоки определяют появление астеносферных выступов в мантии и возникновение ослабленных зон в коре. Причины смещения в пространстве флюидных струй и потоков, а также различия в их составе связывают со специфическим составом ядра Земли /163/ и (или) со специфическими условиями эволюции флюидных систем коры и мантии по мере "старения" Земли /187/.

Вторая группа моделей исходит из тезиса, что основной вклад в массообмене "континентальная кора - мантия" принадлежит, с одной стороны, мантийному диапиризму, следствием которого являются базит-пикробазитовый и вторичный по отношению к нему кремнекислый магматизм I- и S-типа /64/, с другой - субдукции океанической коры под континент с формированием островных дуг и краевых вулканоплутонических поясов с кремнекислым магматизмом I-типа /45, 249, 323, 338/. Столкновение континентальной плиты или микроплиты с окраинноморско-островодужной системой, знаменующее замыкание морского бассейна, приводит к формированию орогена и коллизионных гранитов S-типа /161, 168/. С субдукционными и коллизионными процессами связывают магматическую и металлогеническую зональность орогенических поясов, формирование которых может идти по океанскому (цикл Д.Уилсона) или окраинно-морскому пути развития в зависимости от трактовки офиолитов как реликтов океанической коры или коры окраинного бассейна /168/.

Вместе с тем, анализ тектоники, состава и эволюции магматических формаций и металлогении орогенных поясов Центральной Азии, отраженный в ряде последних публикаций и сводок /121, 245, 246, 271/, свидетельствует о сложных геодинамических процессах, протекавших в зонах коллизии. В первую очередь это касается возникновения в области коллизии локального раздвига, проходившего на фоне общего коллизионного сжатия и сопровождавшегося появлением мощных ареалов габбро-гранитного магматизма. Последние обычно приурочены к эпигеосинклинальным прогибам, но кроме того широко развиты в зонах сопряженной активизации, т.е. охватывают значительную часть области торшения континентальных плит. Верхнемантийный и внутрикоровый разогрев и разуплотнение литосферы с повышением теплового потока в области коллизионного сжатия Евразийской и Индостанской плит в настоящее время доказаны для Памира /136/ и Тибета /332/. Для объяснения этого эффекта предложена, в частности, модель субдукции оси океанического спрединга под континент /270, 271/, согласно которой перекрытая спрединговая зона, являющаяся мощной термоаномалией, приводит к внутрикоровому гранитообразованию и заложению краевых рифтов с магматизмом бимодального типа. В подобных построениях небольшие трудности возникают с объяснением специфики состава рифтогенных базальтоидов, которые, согласно модели, должны отвечать истощенным расплавам, а в реальных геологических условиях имеют повышенную или высокую щелочность.

Для объяснения гранитоидного магматизма коллизионных орогенов Л.И.Лобковским, В.Е.Хайным и В.И.Керчаном /115, 116, 247/ недавно предложена модель, основанная на концепции реологически расслоенной литосферы /136, 152, 223 и др./ С позиций двухрусной тектоники плит (по Л.И.Лобковскому /152/) обоснована реальность "закачивания" нижнекорового пластичного вещества в зону конвергенции нижнеярусных (мантийных) литосферных плит и возникновение в области коллизии вторичного "гранитного диапира" за счет диссипативного разогрева. В этой модели впервые показана возможность внутриконтинентальной субдукции, не находившая объяснения с позиций гидромеханики без учета тепловых и реологических эффектов /7/, однако в анализ включены только низкотемпературные граниты S-типа, для которых расчетные оценки эволюции геотерм в зоне коллизии удовлетворительно согласуются с реально наблюдаемыми.

Ниже предлагается принципиально иная модель, удовлетворительно объясняющая латерально-временную магматическую и металлогеническую зональность коллизионных орогенов. В основу её, как и в предыдущей модели Л.И.Лобковского, положена концепция реологического расслабления литосферы, но в условиях мантийного диапиризма и тангенциального сжатия. Насколько известно автору, подобный анализ ранее не проводился. Создание предлагаемой ниже модели стало возможным, благодаря уникальной особенности Южно-Памирского региона, где в результате новейших альпийских движений оказались выведены на поверхность структурно-вещественные комплексы, отвечавшие различным фациям глубинности коры в раннекаймерийскую эпоху (от абиссальной до приповерхностной). Это позволило проследить и сопоставить вариации состава и P, T -параметров, существовавших при становлении магматических и метаморфических систем не только в латерально-временных рядах, но и по вертикали до глубин $\sim 10-20$ км (3-6 кбар).

4.1. Латерально-временная зональность раннемезозойских магматических формаций Южного Памира в условиях мантийного диапиризма и тангенциального сжатия

Прежде чем перейти к изложению модели применительно к области сочленения Юго-Западного и Юго-Восточного Памира, необходимо отметить следующее. Региональный материал по геологии и петрологии магматических формаций, изложенный в данной монографии, позволяет достаточно обоснованно реконструировать последовательность событий, начиная с момента заложения активного рифтинга в окраинном прогибе Юго-Восточного Памира (P_2+T_1). Анализ более ранних структурно-вещественных комплексов ($C?-P_1$) допускает из-за недостатка данных различную интерпретацию, что будет специально рассмотрено в разделе 4.3.

Согласно предполагаемой модели на Южном Памире можно выделить три стадии формирования раннемезозойского орогенного пояса в условиях мантийного диапиризма и тангенциального сжатия: 1 - активный рифтогенез и реологическое расслаивание континентальной коры (растяжение), 2 - внутриконтинентальная субдукция и орогенез (тангенциальное сжатие), 3 - пенеэпленизация и формирование субплатформы (слабое растяжение).

4.1.1. Реологическое расслаивание континентальной коры при появлении аномальной мантии

Анализ схемы корреляции магматических формаций (рис.73, табл. I) свидетельствует, что после пермских ($\sim 275-255$ млн лет) существенно базальтоидных всплесков толеитового и контрастно сменявшего его щелочно-базальтоидного вулканизма наступил амагматический период. Он продолжался, по всей вероятности, до позднего триаса (230-205 млн лет), когда в Юго-Восточном Памире уверенно фиксируется интенсивный рифтогенный вулканизм бимодального типа (Периферийная зона), а в подстилающем его гранитно-метаморфическом фундаменте (Аличурская и Булункульская зоны ДЗП) началось интенсивное гранитообразование.

Временной разрыв в 20-25 млн лет между отчетливыми признаками существенной перестройки мантийных процессов и началом высокотемпературного метаморфизма и ультраметаморфизма континентальной коры, очевидно, не является случайным. Согласно оценкам тепловых потоков в современных активных структурах Земли/213/

Эпоха тектоногенезиса	Возраст	Юго-Западный Памир					Юго-Восточный Памир				Рухсан-Пширтская группа на ЗВН	Центральный Памир	Геодинамический режим	
		ВХ	ГР+ХР	ШХ	КР	БЛ	АЛ	ПФ	ОК	ПМ				ПХ
Альпийская	N ₁													3
	P													1?-2
Поздние киммерийские	K ₂ -K ₂													3 2
	J ₁₋₂													3
Ранне-киммерийская	T _{3n}													2
	T ₂ -T ₃													1

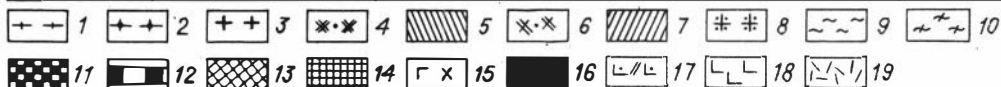


Рис. 73. Генерализованная схема корреляций мезо-кайнозойских магматических ассоциаций Южного Памира и геодинамические обстановки их формирования.

Геодинамические режимы: I - стадия растяжения (реологическое расслоение коры под воздействием аномальной мантии с формированием рифтогенных зон, приуроченных к эпиконтинентальным прогибам); 2 - стадия сжатия (внутриконтинентальная субдукция и орогенез); 3 - тафтогенная стадия (пенепленизация и рассеянный рифтогенез). Структурно-формационные зоны: Юго-Западный Памир (ВХ - Ваханская, ГР+ХР - Горанская и Хорогская, ШХ - Шахдаринская, КР - Корумдинская, БЛ - Булункульская, АЛ - Аличурская), Юго-Восточный Памир (ПФ - Периферийная, ОК - Окраинная, ПМ - Промежуточная, ПХ - Переходная). Магматические ассоциации (комплексы): I - унимодальные гранит-лейкогранитовые низкотемпературные, высоководные ($\pm Li \pm Be$) стресс-типа: шатпутский (N_1), памирский (N_1), шугнанский (T_3); 2-унимодальные гранит-лейкогранитовые, средне-низкотемпературные, высоководные ($Li + F \pm V \pm Sn \pm W$) редкометалльно-плюмазитового типа: базардаринский (K_2), балгынский (K_2), баштумбеский (J_{1-2}), курустыкский (J_{1-2}), хиджисский (J_{1-2}); 3-5 - бимодальные, нередко мультиплеменные монцогаббро-монциодорит (сиенит)-гранодиорит-(граносиенит)-гранитные, высокотемпературные, маловодные I- и S-типа (3 - граниты, 4 - гранодиориты, монзониты, монциодориты, 5 - монцогаббро): кызылрабатский (P), тузакчинский (K_2+P ?), сассысуйский (K_2+P ?), ванч-язгулемский (P), бердышский (P), сунгатский ($P-N_1$?), базаррык-акджарская группа комплексов (K_{1+2}), сереташский (T_3); 6, 7 - бимодальные габбро-диорит-тоналит-гранодиорит-гранитные и тоналит-гранодиорит-гранитные, высокотемпературные маловодные I- и S-типа (6 - диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты и граниты, 7 - оливиновые габбро, габбро-нориты, вердиты): хуфский (P), пангаджилгинский (K-P), кумачдаринский (K_2), зайчский (K ?), южноаличурский (T_3), тагаркакинский (T_3), гунтский (T_3); 8-10 - мигматит-гранитовые: 8- ультракалийевые палингенно-метасоматические граниты (ортобузский, T_3 ?), 9 - калиевые палингенно-ультраметаморфические граниты (аличурский, T_3), 10 - калиевые палингенно-ультраметаморфические и палингенно-метасоматические граниты (музкольский, P_{2-N_1}); II-12 - щелочно-габброидные и щелочно-базальтоидные: II - фергуситы, псевдолейцитовые сиениты и тингуаиты, сиениты, граносиенит-порфиры, 12 - габбро-диабазы, эссекситовые габбро-диабазы, дайки щелочных базальтоидов (дункельдыкский, N_1 , акбайталский, N_1 и дайковые пояса кайнозойских щелочных базальтоидов Южного Памира, N ?); 13, 14 - субщелочные базит-пикробазитовые:

I3 - габбро-долериты и габбро-перидотит-пироксениты, I4 - габбро-пироксениты (зоракбурунский, T₃; тулондаринский, T₃, султарсдаринский, T₁?-T₃); I5 - габбро-плагиогранитные субофиолитового типа (глыксурдинский, T₁?-T₃); I6 - гипербазитовые альпинотипные апогарцбургиты (гармчашминский, T₁?; седекский, T₁?); I7 - бимодальные базальт-андезит-риолитовые и трахиандезит латит-риолитовые, нерасчлененные (бартангская, K₁₋₂; шартская, P, кыр-кызылрабатская, P, шамская, P-N и др.); I8 - субщелочные базальт-пикробазальтовые (гумбозкольская, T₂₋₃; восточно-шартская, T₃?; кульджилгинская, T₂₋₃; чатырташская, T₂₋₃; дорадекская, T₂₋₃; каттамарджанайская, T₂₋₃; ниязекская, T₂₋₃; ничкеджилгинская, T₂₋₃ и др.); I9 - низкщелочные риодацит-риолитовые (мурзабекская и прикьякская, T₂₋₃).

Расчленение триасово-юрских магматических комплексов ЮЭП и ЮВП - см. разделы 2,3 данной книги; меловых - по А.Г.Владимирову, Р.Т.Беляевой /37/; палеогеновых - по М.А.Тютину /232/ и В.И.Дронову /81/; неогеновых - по А.Г.Владимирову и др. /33/, Л.Л.Шанину и др. /131/. Расчленение магматических комплексов Рушан-Шартского и Центрального Памира приведено в соответствии с материалами М.Б.Акрамова, Э.А.Дмитриева, Т.Х.Таджидинова и др., изложенными в /184/. Там же приведена полная библиография по каждому комплексу.

и теоретическому моделированию особенностей влияния аномальной мантии на континентальную кору /8/ именно такой временной интервал необходим для её прогресса и реологического расслаивания.

Под реологическим расслаиванием по В.К.Кучаю и др. /136-141/ здесь понимается появление гранитных астеночаналов и астенолинз пониженной вязкости в результате частичного плавления коры под воздействием поднимающихся масс аномального мантийного материала.

Рассмотрим в связи с этим особенности эволюции рифтогенных магматических пород Периферийной зоны, которая отвечает приповерхностной фации глубинности, и сравним их с аналогичными по составу породами Аличурской зоны, отвечающей абиссальной фации глубинности (P~3-4 кбар),

Напомним, что Периферийная зона представляет собой три изолированных блока, имеющих с одновозрастными (амагматичными) стратифицированными комплексами внутренних зон ЮВП только тектонические контакты. Вулканическая деятельность имела здесь отчетливо антидромный характер: первыми изливались субщелочные Ti-базальты (щелочные оливинные базальты, по классификации /304/, последними - субщелочные Ti-пикробазальты (анкарамиты). В Ташджилгинском блоке ЮВП, где толща пикробазальтов (чатырташская свита) имеет максимальную мощность, отмечаются, кроме того, линзы апогарцбургитов, а сами вулканы прорваны габбро-диабаз-плагиогранофировой серией. Отличительная особенность Ташджилгинского блока связана и с появлением здесь венчающих вулканогенно-терригенно-карбонатный разрез риодацит-риолитов, которые, в свою очередь, запечатаны мощной олистостромовой толщей (ташджилгинская свита, T₂₋₃).

Перечисленные особенности Периферийной зоны позволяют рассматривать её в качестве фрагментов рифтовых грабенов, заложенных на сводовом поднятии. В пользу активного рифтинга /159/ свидетельствует также близкое сходство вещественного состава вулкаников с Fe-Ti-базальтами, развитыми на плечах континентальных рифтов (Красное море и др.) или на океанических островах над горячими пятнами /56,57/. Антидромная последовательность базальтоидного вулканизма в случае активного рифтинга, по всей вероятности, связана с быстрым появлением

"аномальной" мантии в основании коры, что приводит к увеличению степени плавления и появлению всё более меланократовых мантийных расплавов.

Степень раскрытия палеорифта Периферийной зоны, вероятнее всего, была не меньше, чем в Рушан-Шартском Памире, поскольку в последнем отсутствуют признаки офиолитогенеза. Согласно Б.Р.Пашкову и В.А.Швольману /182/, минимальная ширина Шартской зоны, вычисленная с учетом распрямления складок и раздвижения совмещенных пластин, оценивается в 63 км.

В кристаллическом фундаменте Южного Памира магматизм и ультраметаморфизм, отвечающий стадии растяжения и реологического расслаивания в позднем триасе, имел несоизмеримо большие масштабы, чем собственно вулканические проявления Периферийной зоны. Внутрикоровые процессы охватывали Аличурскую и Булункульскую зоны КВП, и, вероятнее всего, большую часть кристаллического фундамента, подстилающего чехол КВП. Бимодальный мантийно-коровый магматизм, сопряженный с аномально высоким температурным градиентом метаморфизма субстрата ($T \sim 700^\circ\text{C}$ при $P \sim 3-4$ кбар и $T \sim 1000^\circ\text{C}$ при $P \sim 6$ кбар), проявлен только в Аличурской зоне. По этим признакам она может рассматриваться как область, расположенная непосредственно под осью палеорифта Периферийной зоны КВП. По особенностям распределения индикаторных петрогенных, редких и редкоземельных элементов прямые корреляции Аличурской и Периферийной зон устанавливаются для гипербазитовой, т1-базит-пикробазитовой и гранодиорит-гранитной (риодацит-риолитовой) ассоциаций (см. разделы 2.3; 3.1; 3.2).

К производным мантийного источника в Аличурской зоне относятся тела-останцы апогарцбургитов, погруженные в гранитоидный метатект и частично им переработанные, пояса домигматитовых будинаж-даек субщелочных т1-пикробазитов и т1-базитов, а также синконсолидационные и постмигматитовые пластовые интрузивы субщелочных перидотит-пироксенитов, несущих Cu-Ni -оруденение. Как и в Периферийной зоне, эволюция мантийного магматизма имела антидромный характер, причем наряду с увеличением меланократовости расплавов отмечается и падение в них концентраций некогерентных элементов, в первую очередь титана и фосфора (т1-базит-пикробазиты султарсдаринского \rightarrow перидотит-пироксениты тупондаринского комплексов). Позиция апогипербазитов и некоторой части амфиболитов Аличурской зоны остается неясной, хотя не исключена их магматическая природа и принадлежность к коматитовой серии. Предположение о первично-коматитовой природе этих пород впервые высказал А.П.Карякин /110/. В последнее время реальное существование коматитсодержащих ассоциаций в сходных условиях раннемезозойского активного рифтинга было доказано Г.В.Поляковым и др. /191/ на примере пермско-триасового прогиба Шонгда в Северном Вьетнаме.

Специфическая особенность ультрабазит-базитовых расплавов Аличурской зоны - активное взаимодействие с субстратом. Это выражается не только в локальном высокотемпературном контактовом метаморфизме вмещающих метапелитов, но и в интенсивном массообмене, происходившем в системе "мантийный расплав - коровый субстрат". Результатом этого процесса, детально исследованного на примере Султарсдаринского массива (см. раздел 2.3.2), явилась метасоматическая подготовка субстрата с выносом калия и флюидов в пикробазитовый очаг и последующее плавление этого субстрата с образованием тоналит-плагиогранитной контактово-анатектической серии пород. Сравнительный анализ т1-пикробазальтов Периферийной зоны и т1-пикробазитов Аличурской не противоречит выводу о глубинной контаминации коровым материалом мантийных расплавов, поскольку единственным петрогенным параметром, резко различающимся в их составах, является содержание калия. Вывод о предварительном контактово-метасоматическом преобразовании субстрата,

даже возможность выплавлять даже из метапелитов нормальной калиевости тоналит-плагиогранитные расплавы, позволяет, в частности, объяснить появление плагиогранофигов Периферийной зоны. Известно /125/, что плагиогранофиры характеризуются аномально низкими концентрациями калия и рубидия, которые невозможно объяснить путем дифференциации толеитового расплава. Однако их генезис вполне объясним, если предположить контактовый метасоматоз нижнекоровых гранулитобазитов под воздействием пикритоидных или коматиитовых (?) магм с последующим локальным анатексисом резко обедненного калием субстрата*. Изучение глубинных кортландитовых включений в Ti-пикробазитах султарсдаринского комплекса (см. раздел 2.3.2) показывает, что процессы контаминации были вполне реальны в Аличурской зоне. Эти включения содержат магматогенный керсутит, кристаллизовавшийся при $P \sim 6$ кбар и $T \sim 1000$ °C, что служит прямым свидетельством приноса калия и флюидов в глубинные пикритоидные очаги (≥ 20 км). Следует подчеркнуть, что масштабы массообмена между пикритовыми расплавами и вмещающими породами, приводящие к формированию тоналит-гранитов, резко уступают процессам регионального ультраметаморфизма Аличурской зоны.

Эти процессы приводят к формированию двух ассоциаций гранитоидов, поддающихся расчленению и картированию. Время формирования тех и других приближено и укладывается в интервал 230–205 млн лет /38/.

К первой группе (аличурский комплекс) относятся тневые мигматиты, в том числе с обособленной пегматоидной лейкосомой, а также автохтонные или параавтохтонные $Bi^{+}Gr^{+}Korд$ -гнейсограниты. Явно преобладающими по объему являются мигматиты, в гранитоидный метатект которых погружены потерявшие стратификацию реликты в той или иной степени переработанного субстрата. Последние представлены останцами мраморов и кальцифигов, будинаж-дайками раннемезозойских базит-ультрабазитов, скиалитами тонкополосчатых мигматитов по гнейсам и, наконец, кинцититовыми включениями по высокоглиноземистым кристаллосланцам. Сюда же следует отнести интенсивно переработанные реликты габбро-тоналитовых (метабазит-гнейсотоналитовых) интрузий проблематичного возраста.

Гранитоидный метатект тневых мигматитов насыщен микровключениями и изолированными ксенокристами Gr - $Korд$ - Pl -состава, неотличимыми от субстратных. Гомогенные гнейсограниты, слагающие слабоперемещенные лейкосомные жилы и более крупные пластовые тела, отличаются резко сниженной концентрацией ксенокристового материала, что позволяет рассматривать их в качестве отжатых расплавов, сбросивших рестит в тневой метатект. Комплементарность метатекта, являющегося резервуаром для рестита, по отношению к гранитной лейкосоме подтверждается также особенностями распределения РЗЭ. Оценки количественных соотношений свидетельствуют, что плавлению *in situ* подверглось не менее 40–50 % всего объема субстрата Аличурской зоны при $P \sim 3-4$ кбар и $T \sim 700-750$ °C (см. раздел 2.3.4). Можно предполагать, что с увеличением глубины доля расплавленного материала увеличивалась, а её состав смещался от типичных калиевых гранитов к гранодиоритам (продвинутая ступень плавления), а затем – к тоналитам. Этот вывод подтверждается развитием второй ассоциации гранитоидов, представленных пластовыми и куполообразными телами, внедрение которых незначительно опережало фронт региональной мигматизации или было синхронно с ним (гунтский комплекс). Для них характерно активное взаимодействие с субстратом, сопровождавшееся смешением

* Вывод об анатектической природе офиолитовых плагиогранофигов и трондьемитов, образующихся за счет плавления метабазитового субстрата, недавно сделан Р.Г. Колманом и его сотрудниками на основе моделирования спектров РЗЭ (А.Э. Изох, устное сообщение).

первичных высокотемпературных гранодиоритовых и тоналитовых расплавов с контактово-анатектическими выплавками (контактовый синтексис). Отметим, что гранодиориты этой ассоциации идентичны по петрохимии и спектрам РЗЭ метатекту теневых мигматитов, а тоналиты - среднему составу субстрата Аличурской зоны при условии незначительного (~10-20 %) фракционирования в рстит Gr и Pl. С позиций геодинамики появление "выступов" более высокотемпературных гранодиоритовых и тоналитовых магм на поверхности полурасплавленного гранитного (мигматитового) слоя может быть объяснено всплыванием более гомогенной и высокотемпературной магмы до уровня гравитационного равновесия /149/.

Положение нижней границы внутрикорового слоя, имеющего пониженную вязкость (или гранитной астенотинзы, по терминологии В.К.Кучая и др. /136/), можно в первом приближении оценить, исходя из данных о существовании нижнекорových промежуточных очагов пикритовидных расплавов, для которых получены следующие параметры: $P \sim 6$ кбар, T (солидуса) ~ 1000 °C. Верхняя граница, по-видимому, отвечала давлению не выше 3 кбар. Это следует из оценок P, T -параметров метаморфизма меланосомы аличурского мигматитового комплекса (см. раздел 2.3.4), а также из особенностей метаморфизма Булункульской зоны, которая, вероятнее всего, является фрагментом шарьяжированной в альпийское время кровли астенотинзы (см. раздел 2.2). Таким образом, максимальная мощность "гранитной" астенотинзы, по-видимому, была не меньше 10 км при разнице температур от подошвы к кровле 250-350 °C. Развитие 10-километрового внутрикорового слоя мигматит-гранитов с аномально высокой степенью плавления (не менее 50 % на всю мощность) за относительно короткий промежуток времени ($\leq 20-25$ млн лет) возможно только в рамках моделей, допускающих привнос флюидов, в первую очередь, воды. Изохимическим моделям, даже в наиболее эффективном декомпрессионно-диссипативном варианте /103,261/, противоречат оценки максимально возможного извлечения воды из реально наблюдаемого субстрата Аличурской зоны, которые меньше требуемых для таких степеней плавления в 5-7 раз (см. раздел 2.3.4).

Отметим также появление весьма необычных по составу ультракалийевых гранит-лейкогранитов в Булункульской зоне, которые кристаллизовались при меньших P, T -параметрах метаморфизма субстрата ($P \sim 3$ кбар, $T \leq 620-650$ °C) и, вероятнее всего, отражают специфику гранитообразования в кровле астенотинзы. По масштабам они резко уступают высокотемпературным мигматит-гранитам Аличурской зоны и, в отличие от них, имеют все признаки формирования в условиях вполне подвижного поведения щелочей и флюидов. Их нормативные составы отличаются от эвтектоидных, а эволюционный тренд на диаграмме "Кв-Аб-Орт" характеризуется ростом кремнекислотности при практически постоянном Аб-Орт-отношении, что согласуется с моделью предварительной метасоматической подготовки субстрата, его магматическим замещением и выносом в кровлю оснований /128/.

Метасоматическая переработка субстрата в кровле астенотинзы (Булункульская зона) и отсутствие таковой на более глубинных уровнях (Аличурская зона) может быть связано с поступлением интрателлурических флюидов и тепла в зону корового плавления за счет охлаждения мантийных магм в промежуточных нижнекорových очагах.

Особенности мигматит-гранитов, слагающих астенотинзу, свидетельствуют об отсутствии сколько-нибудь значительного привноса собственно петрогенных элементов, в первую очередь калия. Как уже отмечалось выше, наиболее глубинные и высокотемпературные расплавы, фиксируемые в Аличурской зоне (гунтский комплекс), отвечают тоналитам, близким к среднему составу континентальной коры Южного Памира /95/. Повышение концентраций калия в этих расплавах, приводящее в

итоге к формированию тоналит-гранодиорит-гранитных серий, связано с их гравитационным всплыванием и активным синтексисом в условиях пластичной среды с вмещающими экзектоидными калиевыми мигматитами аличурского комплекса*.

При благоприятном геодинамическом режиме они могут незначительно подняться над кровлей астеночанала (выступы) или даже быть извергнутыми на поверхность (ослабленные зоны осевого рифтанга, отвечающие максимально высокому уровню стояния кровли астеночанала или выступу над ним). Таким образом, вероятнее всего, были сформированы риодацит-риолиты Периферийной зоны КВП (см. раздел 3.1). По вещественному составу, в том числе по распределению R3Э (см. рис.57), они укладываются в те же узкие пределы вариаций, которые существуют между тоналит-гранодиоритами и калиевыми мигматит-гранитами Аличурской зоны.

Необходимо указать, что изложенный материал подтверждает идею о вертикальной миграции фронта магмообразования, высказанную и обоснованную Э.П.Изохом на примере раннеорогенного гипербазит-габбро-гранитного формационного ряда с участием высокоглиноземистых калинатровых гранитоидов /98,101/. На Южном Памире этому ряду отвечают оближенные во времени (T_1 ?- T_3) и пространстве гипербазиты, габброиды и тоналит-граниты (в том числе и кордиеритсодержащие), сформированные на стадии реологического расслабления континентальной литосферы над мантийным источником.

Завершая характеристику магматических формаций, отвечающих стадии реологического расслабления, необходимо обратить внимание на следующий момент. Несмотря на исключительно большие масштабы гранитообразования в глубинных условиях, на гипабиссально-приповерхностном уровне кремнекислый магматизм этой стадии выражен слабо и резко уступает по объему базальт-пикробазальтовым ассоциациям. Он представлен только в эффузивно-экструзивной форме и локализован в обстановке активного (осевого) рифта, придавая ему бимодальный характер. Эта особенность активного рифтогенеза в континентальных условиях подчеркнута многими исследователями /56,159,161,271/. Как следует из изложенного выше регионально-го материала, а также общей концепции о реологически расслоенной литосфере /136/, главной причиной может быть только ограниченная возможность проникновения гранитных расплавов за кровлю астеночанала из-за значительной вязкости перекрывающих литопластин. Общий объем гранитных вылавок, существовавших в коре в период формирования на поверхности рифтовых (при большей степени раскрытия - офиолитовых?) структур, очевидно, не уступает объемам наблюдаемых вслед за ними гранитов орогенной стадии. Этот вывод имеет принципиальный характер, поскольку позволяет отказаться от традиционных представлений, что массовое гранитообразование происходит только в стадии скучивания и орогенеза.

4.1.2. Внутриконтинентальная субдукция и орогенез

Согласно представлениям В.К.Кучая /136,223/, появление коровых астенолинз и астеночаналов создает необходимые и достаточные условия для тектонического расслабления и скучивания, поскольку при тангенциальном сжатии мигматит-граниты используются в качестве смазки между "твердыми" литопластинами. Прежде чем перейти к характеристике магматических формаций этой стадии, рассмотрим особенности морфологии гранитного слоя пониженной вязкости.

Расчеты динамики роста гранитного астеночанала при условии диффузионной передачи тепла (без флюидов) над мантийным источником были проведены В.К.Куча-

* Привнос калия маловероятен и по той причине, что триасовые базальты Периферийной зоны, отражающие особенности состава аномальной мантии, имеют явно натриевую специализацию (см. раздел 3.1.2).

ем и Г.Г.Ереминым /I40, I4I/ на примере зоны перехода от Тянь-Шаня к Памиру в альпийское время. Показано, что при поступлении крупных масс аномальной мантии к низам коры на границе "гранитного" и "базальтового" слоя возникает зона температурного падения вязкости, которая может быть интерпретирована как мигматитовая с 5-процентным содержанием кремнекислого расплава. С точки зрения реологических свойств литосферы мигматитовый слой отвечает внутрикоровому гранитному астеночаналу. Из-за разницы литостатического давления на кровле астеночанала происходит горизонтальная миграция вещества из-под более толстых "гранитных" литопластин (поднятия, орогенические пояса) под более тонкие (депрессии, окраинные бассейны). В результате в областях депрессий формируются мощные гранитные астенолинзы, а в областях поднятий зоны пониженной вязкости (астеноканалы) минимальны /I36/. Приведенные рассуждения В.К.Кучая, очевидно, сохраняют свою силу и при более интенсивном гранитообразовании над мантийной термоаномалией, когда мощность гранитной астенолинзы резко возрастает за счет гравитационного всплывания мигматит-гранитного материала.

Анализ распределения напряжений на кровле астенослоя, представляющего собой чередование мощных линз под депрессиями и исчезающе малых каналов под поднятиями дано в работах В.К.Кучая и др. /I36, I40, I4I/. С учетом этих результатов, а также особенностей поведения реологически стратифицированной литосферы в условиях тангенциального сжатия /7, I52, 247/ и петролого-геологических материалов по Южному Памиру рассмотрим принципиальную модель формирования орогенического пояса в области активного рифтинга. В наиболее общем виде выделяется несколько зон, каждая из которых характеризуется своим типом гранитоидов, формирующихся в определенной возрастной последовательности (рис.74, а-в).

Зона I отвечает литопластине с утолщенной корой (в нашем случае - докембрийский выступ КВП), где вещество астеночанала вдавливается в тело тонкой литопластины (в нашем случае - прогиб КВП). По В.К.Кучаю /I36/ до момента тангенциального сжатия на стадии изостатического равновесия, в толстой литопластине будут преобладать растягивающие напряжения, соответствующие деформации горизонтального удлинения. Соответственно, формирование мигматитов, отвечающих гранитному астеночаналу зоны I, происходило в условиях существования ослабленных зон, с которыми связан предшествующий мигматитам К-порфиробластез.

В условиях тангенциального сжатия и вдавливания одной "гранитной" литопластины в тело другой поверхность астенослоя будет определять направление движения, причем в зоне I возникнут дополнительно за счет изгибающего момента горизонтальные и касательные напряжения /I36/, которые могут привести к разрыву астенослоя и формированию ослабленной тектонической зоны, вплоть до границы Мохоровичича. При этом будет происходить нагнетание прогретого пластичного и реологически стратифицированного (нелинейно-вязкого) материала зоны II (область гранитной астенолинзы) под относительно жесткий гранулитобазитовый слой коры, отвечающий субконтинентальному поднятию в тыловой части прогиба (см. рис.74). В главных чертах изложенная схема перемещения горных масс будет, по-видимому, близка к расчетной модели внутриконтинентальной субдукции Л.И.Лобковского и др. /II6, I52, 247/, но в варианте существования внутрикорового гранитного астенослоя. Принципиальным отличием от модели Л.И.Лобковского является также исходный тезис о погружении вязкопластичной массы, представленной как нижнекоровыми, так и верхнекоровыми (область гранитной астенолинзы) слоями, не в окрестности "холодной" верхнемантийной палеосубдукции, а в окрестности погружающейся разогретой мантии, стимулировавшей до этого момента активный рифтинг.

Рассмотрим возможности внутриконтинентальной субдукции, известной в лите-

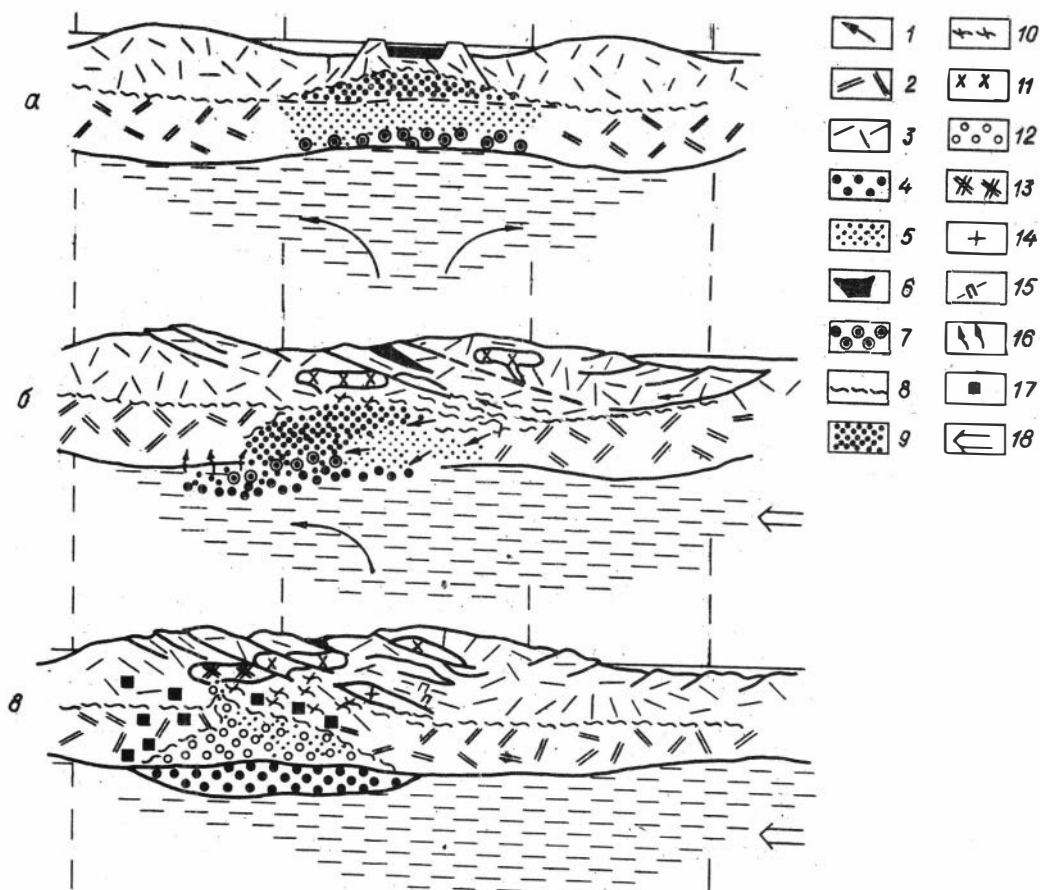


Рис.74. Модель формирования латерально-временной зональности магматических формаций пострифтовых орогенных поясов в условиях мантийного диапиризма и тангенциального сжатия:

а - стадия растяжения: реологическое расслаивание коры под воздействием аномальной мантии с формированием рифтогенной зоны, приуроченной к эпиконтинентальному прогибу, и гранитной астенолинзы; б - стадия внутриконтинентальной субдукции и начала орогенеза в условиях тангенциального сжатия, обусловленного принудительным перетеканием аномальной мантии (причины однонаправленных мантийных движений обсуждаются в разделах 4.2, 4.3); в - завершение орогенеза с формированием нижнекорового очага монцонитоидных расплавов и стресс-гранитов в центральной части орогенного поднятия: I - аномальная мантия; 2 - "гранулитобазитовый" и 3 - "гранитный" слой земной коры; 4 - эклогиты; 5 - вязкопластичная нижнекоровая масса со слабой степенью плавления (гранулиты); 6 - базальты и риолиты рифтогенного бимодального комплекса; 7 - промежуточный слой, насыщенный периферическими очагами базит-пикробазитового состава; 8,9 - внутрикоровые мигматит-гранитовые астеноканалы (8) и астенолинзы (9), формирующиеся до стадии коллизионного сжатия; 10 - мигматит-граниты глубинных зон стресс-метаморфизма; 11 - тоналитовые интрузии; 12 - нижнекоровый монцонитоидный очаг; 13 - монцонитоидные интрузии; 14 - стресс-граниты и 15 - сопряженные с ними инъекционные аплиты, аплитопегматиты и пегматиты; 16 - потоки высокотемпературных флюидов, обогащенных калием и литофильными элементами; 17 - области метасоматически переработанной коры над фронтальным монцонитоидным очагом; 18 - направление коллизионного сжатия. Остальные пояснения см. в тексте.

ратуре как субдукция Амштуда, т.е. частичное субгоризонтальное пододвигание одной континентальной плиты под другую, выступающую в качестве автохтона /324/. В условиях аномально разогретой подстилающей мантии и реологически стратифицированной погружающейся континентальной коры легко снимаются возражения против А-субдукции, имеющие чисто гидромеханический характер /7/. Сдвиговые течения и, как следствие, вдавливание массы субдуцируемой коры /II5, II6/ в данном случае будут стимулироваться конвективными течениями в мантии, т.е. подъемом и растеканием аномально разогретого материала вдоль М-границы. Погружению коры будет способствовать также эклогитизация гранулитобазитовых /9/ и базификация метапелитовых (кипцигитовых) прослоев за счет удаления вверх легкоплавких и летучих компонентов /I98/.

Важным моментом, связанным с А-субдукцией, является объяснение высокобарического метаморфизма, которому обычно подвержены континентальные рифтогенные структурно-вещественные комплексы /88/*/. Для геодинамических систем "океаническая плита - островная дуга - окраинное море - континент" высокоградиентный глаукофансланцевый метаморфизм метавулканических и офиолитовых комплексов сейчас объясняется субдукцией относительно холодной океанической плиты, стимулировавшей вязкостное течение в аккреционном клине /66/. Очевидно, что этот механизм не приемлем для рассматриваемой здесь внутриконтинентальной субдукции, протекавшей в условиях мантийного плюма и коллизионного сжатия. Объяснение высокобарического метаморфизма может быть связано со следующим. Как показано в работе /I4I/, оценки величины горизонтальных напряжений, появляющихся при укорочении (короблении) твердых литопластин прогибов, под которыми фиксируется гранитный астеночанал, свидетельствуют, что в первые десятки тысяч лет уровень упругих напряжений исключительно высок (I2-I5 кбар) и со временем ($t \sim 40 \cdot 10^3$ лет) быстро падает до 0,5-1,0 кбар. Это обеспечивает как проявление высокобарического метаморфизма, так и быстрое снятие давления, необходимое для сохранения высокобарических минеральных фаз.

Рассмотрим теперь особенности лагерально-временной зональности гранитоидов в условиях А-субдукции и тангенциального сжатия с учетом геолго-петрологических данных по индосинидам Южного Памира.

В зоне осевого рифтинга, покоящегося на мощной гранитной астенолинзе (см. рис. 74, а, зона II), тангенциальное сжатие приведет к вдавливанию верхнекорового континентально-рифтогенного блока, который ограничен крутопадающими разломами рампового типа. Эту стадию детально исследовал В.К.Кучай /I36/ и показал, что внедрение магмы на верхние гипабиссальные уровни будет обеспечиваться здесь дополнительной нагрузкой вдавливаемого блока. Внедрение в вышележащие толщи будет происходить до тех пор, пока избыточное давление не уравнивается литостатическим. Здесь произойдет растекание расплава, конечным результатом которого будут мощные пласто- и лакколитообразные интрузивы. Очевидно, что с этим механизмом связано формирование тоналит-гранитов паналячурского и перидотит-пироксенитов тупондаринского комплексов (см. разделы 2.2.I и 2.3.5). Первые по составу идентичны гранитоидам астенолинзы, вторые отвечают нижнекоровым периферическим очагам. Согласно /I36/, оба типа магматических расплавов в условиях реологически стратифицированной коры, когда жесткие литопластины разделены

* Судя по повышенному содержанию Na и Al в амфиболах, признаки реликтового высокобарического метаморфизма устанавливаются и в базальтоидных толщах Периферийной зоны ЮВП (см. раздел 3.1), хотя для полноценного обоснования и оценки эволюции Р, Т-параметров необходимо провести специальные исследования.

астенослоями и испытывают горизонтальные перемещения, стремятся раздробить эти литопластины на отдельные блоки, а при застывании сами испытывают деформации.

С точки зрения эволюции магматизма наиболее важны следующие моменты.

1. В результате начавшейся коллизии формируются контрастные пикробазит (базит)-гранитные ассоциации, которые в зависимости от режима сжатия могут иметь простой гомодромный характер, мультиплетный или даже антидромный. Кроме Южного Памира, геологическими примерами подобных ассоциаций являются: хунгарийская на Дальнем Востоке /190/, серия Нуйчуа-Пиабик в Северном Вьетнаме/98/ и тастауская в Восточном Казахстане /180/. Во всех указанных случаях не обнаруживается прямой корреляции вещественного состава базит-пикробазитов и гранитоидов.

2. Гранитоиды, участвующие в строении подобных ассоциаций (раннеорогенная или инверсионно-орогенная стадии в классической геосинклинальной теории) имеют высокотемпературный характер и обладают явной неравновесностью минеральных парагенезисов (см. раздел 2.2.1). В них постоянно фиксируются резорбированные ядра битовнит-лабрадора, пироксенов, и в то же время могут быть широко развиты ксенокристы кордиерита и граната. По этим признакам, а также по типу глубинных включений они относятся либо к нормальным I-гранитам /278/, либо к гранитам смешанных линий (I/S-тип /52/). Присутствие ранних высокотемпературных минералов (лабрадор-битовнита, пироксенов) и соответствующих автолитоподобных меланократовых включений в I-гранитах связывают с тремя гипотезами: кристаллизационная дифференциация андезитовых или базальтовых расплавов /238/, частичное плавление метабазитового субстрата /52/, смешение (синтексис) расплавов различной кремнекислотности /61, 64, 194, 288/. С точки зрения существования мощных гранитных астенولينз наиболее правдоподобной выглядит модель синтексиса. Этот вывод вытекает из следующих рассуждений. Фактический материал показывает, что гранитная астенолинза, формирующаяся в условиях аллохимического анатексиса в коре над источником аномальной мантии, будет иметь $M \sim 10$ км и $\Delta T \sim 250-350$ °C. При таких параметрах неизбежно возникает гравитационная неустойчивость /149/, которая будет приводить к всплыванию нижележащих масс к кровле астенолинзы. Признаки смешения (на уровне ксенокристов) в этом случае могут сохраняться только в выступах (гребнях) над кровлей астенолинзы, где происходит относительно быстрое охлаждение. Они действительно фиксируются в гунтском комплексе по присутствию респитокристов кордиерита с симплектитами шпинели и силлиманита (см. раздел 2.3.3), т.е. отражают стадию контактового смешения с лейкосомой мигматитов. Признаков смешения на более глубинном уровне (кварц-диорит-тоналитовый расплав - гранитный расплав) не наблюдается, что, очевидно, связано с растворением неравновесных ксенокристаллов (лабрадор-битовнит, пироксены) в кремнекислой матрице. Экспериментальные данные /280/ показывают, что скорость растворения ксенокристаллов в контрастных по составу расплавах очень высока, следовательно, необходим их быстрый подъем и закалка, чтобы сохранить их в виде неравновесных минеральных ассоциаций. Такие условия реализуются в момент тангенциального сжатия, когда происходит резкая деформация гранитной астенолинзы.

Если некоторая часть магмы из гранитной астенолинзы внедряется в верхние горизонты земной коры, то большая часть, вместе с прогретыми нижнекоровыми слоями и содержащимися в них периферическими базальт-пикробазальтовыми очагами, участвует в А-субдукции (см. рис. 74, б). При соприкосновении с аномальной мантией субдуцируемое коровое вещество испытывает дополнительное плавление в условиях аномально высоких температур (~ 1300 °C) с удалением легкоплавких ком-

понентов, в первую очередь — щелочей, фтора и типичных литофильных редких элементов (Li, Rb, Ba, Sn, W и др.). Одновременно произойдет эклогитизация гранулитобазитов и, возможно, преобразование метapelитов в озумилит-сапфиринсодержащие гранулиты, которые по физическим характеристикам мало отличимы от пород мантии /150/. Автохтонная континентальная пластина, под которую происходит пододвигание, испытывает интенсивную флюидно-расплавную проработку, и формирующийся здесь магматический очаг будет резко отличаться от тоналит-гранитов внутрикоровой астенотинзы повышенной щелочностью и аномальной обогащенностью литофильными элементами, т.е. произойдет его смещение в сторону латитовых (монцодиорит-монцонитовых) расплавов (см. рис.74,б). При продолжающейся коллизии и орогении эти субщелочные монцодиорит-монцонитовые расплавы могут быть выдавлены по ослабленным зонам на верхние уровни земной коры, испытывая при подъеме интенсивное смешение с мигматит-гранитами (реликтами гранитной астенотинзы). В итоге калиево-натровые тоналит-гранитные интрузивные ассоциации ранней стадии сменяются калиевыми монцонит-гранитными поздней стадии. Произойдет, как видно на рис.74,в, некоторое латеральное смещение интрузивного пояса в тыловую часть формирующегося орогенического поднятия. Нельзя не заметить, что глубинные очаги монцонитоидных магм в условиях замещения эклогитизированной коры аномальной мантией могут существовать после орогенеза еще длительное время, которое будет сопоставимо со временем остывания мантийной астенотинзы (≤ 200 млн лет, по Е.В.Артюшкову /7/).

Орогенное сжатие с А-субдукцией предполагает ещё один тип гранитов, формирующихся при глубинном стресс-метаморфизме, ультраметаморфизме и диссипативном разогреве погружающейся литопластины за счёт её тектонического расслаивания (см. рис.74, зона I). Этот тип гранитообразования рассмотрен Л.И.Лобковским /152/, В.Е.Халым и Л.И.Лобковским /247/. Их расчеты показывают, что температуры в зоне коллизии при развитом пластическом течении в нижней коре могут возрастать за счет диссипативного разогрева и достигать на глубинах 15–25 км 650–700 °C. Это, в принципе, согласуется с результатами изучения шугнанских стресс-гранитов (см. раздел 2.1.3), но требует некоторых уточнений.

Анализ материалов по гранит-лейкогранитам шугнанского (T_3) и памирского (N_1) комплексов, относящихся к стресс-типу, показывает, что их главными признаками являются: низкая температура кристаллизации, обогащенность флюидами (в первую очередь, водой), анхизвтектический состав и повышенная рассланцованность, носящая в периферийных зонах массивов до-, син- и постгранитный характер. Кроме того, этот тип массивов характеризуется большими объемами (>1000 км³) и постоянно сопровождается в кровле и подошве мощными (>1 – $1,5$ км) сериями экзоконтактовых или аллитопегматитов, субсогласных с плоскостями рассланцевания субстрата. Внутреннее строение жильных серий сложное, указывающее на сильные вариации флюидного давления и кристаллизацию гранитных расплавов на фоне интенсивного тектонического расслоения субстрата. Отметим также, что во вмещающем субстрате практически не фиксируются признаки прогрессивных метаморфических

* Напомним, что Южный Памир, в отличие от Тянь-Шаня, относится к регионам, где среди мантийных включений преобладают эклогиты, а также найдены своеобразные эклогитоподобные глубинные включения с признаками выплавления калиевых кремнекислых расплавов при аномально высоких температурах и давлениях.

ких реакций с расходом водосодержащих минералов, что указывает на существенно флюидное давление при анатексисе*.

Приведенные признаки находят объяснение, если предположить, что наряду с диссипативным разогревом важный (если не решающий) вклад в массовое гранитообразование должны вносить захороненные коровые флюиды, создающие при быстром погружении (А-субдукция) эффект автоклавного повышения флюидного давления и резкого снижения температуры эвтектики гранитов. При последующей орогении гранитообразование будет еще некоторое время поддерживаться в зонах скольжения (по периферии массивов) за счет декомпрессионно-диссипативного механизма плавления /ЮЗ,261/, в то время как основной их объем, благодаря предельной водонасыщенности, закристаллизуется и будет подвергаться катаклазу и деформациям. Завершая характеристику, отметим, что по отношению к высокотемпературным I-гранитам, преимущественно локализованным в краевой (тыловой) части орогенического поднятия, стресс-граниты будут находиться в его центре или даже тыловой части. В тектоническом смысле они отвечают глубинному "гранитно-метаморфическому диапиру" (по В.В. Белоусову) орогенических поясов. Формирование основного объема стресс-гранитов начнется только на стадии продвинутой А-субдукции, когда в глубинные зоны (~4-6 кбар) будут погружены литопластины верхнекорового уровня, насыщенные флюидом, а завершится, вероятнее всего, позднее всех других типов орогенных гранитов, - на стадии инверсионного горообразования.

Таким образом, предлагаемая модель орогенеза с А-субдукцией в условиях реологически расслоенной коры позволяет объяснить классический ряд гранитных формаций: каликатровые кварц-диорит-тоналит-граниты → калиевые монцодиорит-монцит (граносиенит)-граниты → калиевые гранит-лейкограниты, а также особенности их латеральной зональности в подвижных поясах.

4.1.3. Посторогенная стадия

В поздне триасовое (верхи нориа) - юрское время раннекиммерийский орогенический пояс испытал возмущение с интенсивной эрозией (пенепленизацией) горно-складчатого сооружения. О масштабах этого процесса можно судить по тому факту, что рифтогенные структурно-вещественные комплексы Периферийной зоны в конце триаса уже были выведены на поверхность и трансгрессивно перекрыты нижнеюрскими карбонатами /197/. Терригенно-карбонатные юрские толщи в свою очередь сформировали эпиплатформенный чехол Юго-Восточного Памира. Этому периоду отвечают редкометалльно-плюмазитовые граниты, несущие Sn-W-оруденение (башгум-безский и курустыкский комплексы).

Геотектоническая позиция редкометалльных гранитов - двойственная: с одной стороны, они завершают раннекиммерийский тектонимагматический цикл, с другой - уже несут черты повторной активизации региона в позднекиммерийскую эпоху тектогенеза. В структурном плане их массивы приурочены к прогибу Юго-Восточного Памира, который, как отмечено выше, испытывал в юрское время непрерывное (компенсированное) осадконакопление в режиме незначительного расширения. Этот режим, вероятнее всего, был обусловлен повторным появлением аномальной мантии под корой ЮВП, которое в мел-палеогене привело к интенсивному бимодальному магматизму повышенной щелочности (трахандезит-латит-риолиты, монцодиорит-монцит-граниты).

* Варианту с вполне подвижным поведением флюидов и щелочей при гранитообразовании /128/ здесь противоречат нормальный эвтектический тренд составов и отсутствие признаков базификации кровли субстрата.

Принципиальным отличием юрских редкометалльных гранитов от предшествующих кремнекислых пород триасового возраста является гранитообразование в условиях поступления глубинных интрателлурических флюидов, обогащенных В и F. Это доказывается особенностями эволюции состава редкометалльных гранитов, в которых ранние, малые по объему, фазы (адамеллиты, сиенодиориты) отвечают существенно автономным расплавам и в сравнении с главными фазами резко обогащены фтором и бором. Эта закономерность не может быть объяснена дифференциацией в промежуточных очагах или на уровне становления массивов. Важно подчеркнуть, что интрателлурическая природа F, В и других летучих не означает их поступления только из глубинных зон мантии. Определенный вклад будут вносить и флюиды, дренирующие нижние части коры, уже значительно обогащенные компонентами во время предшествующей А-субдукции.

* * *

1. На фоне общего тангенциального сжатия мантийный диапиризм неизбежно приводит к возникновению мощных гранитных астенолинз (очагов) в континентальной коре. Объемы кремнекислых расплавов в этих астенолинзах, по-видимому, сопоставимы с объемами последующих орогенных гранитов, а их состав, в среднем, отвечает составу субстрата за исключением воды, дополнительный приток которой обеспечивается охлаждающимися базит-пикробазитовыми нижнекоревыми очагами.

2. Собственно орогенный цикл начинается только после реологического расслаивания коры, т.е. после формирования гранитной астенолинзы. На первом этапе тангенциальное сжатие приводит к выдавливанию магм тоналит-гранитного состава, несущих признаки синтексиса с вмещающими мигматитами. В ряде случаев тоналит-граниты могут находиться в тесной пространственной и временной связи с предшествующими интрузиями пикробазитов, венчающими антидромный путь эволюции мантийных расплавов в предорогенную стадию. В совокупности те и другие формируют контрастные пикробазит-базит-тоналит-гранитные серии, в том числе с участием высокоглиноземистых гранитов.

3. Внутриконтинентальная субдукция, протекавшая в условиях реологически расслоенной литосферы и тангенциального сжатия, приводит к калиевому метасоматозу нижней коры в тыловой части орогенных поясов и к формированию здесь нижнекоревых очагов латитовых (монцодиорит-монцонитовых) расплавов, обогащенных редкими и летучими компонентами литофильного типа (F, В, Li, Rb, Sn, W и др.). Во время орогенного цикла формируются также крупные объемы низкотемпературных стресс-гранитов без базитовых предшественников, пророченных к центральной (ядерной) части орогенных поднятий.

4. Редкометалльно-гранитные расплавы формируются после пенеplenизации горно-складчатого сооружения. Ведущий петрогенетический механизм — аллохимическое гранитообразование при инфильтрации глубинных рудоносных флюидов из нижних частей коры и мантии.

4.2. Латерально-временная зональность пермско-триасовых магматических формаций Северного Памира

В Северо-Памирском регионе выделяются Северный и Южный геоблоки (по В.С.Луткову /184,185/)*, допермская история геологического развития которых резко различалась. В Северном геоблоке преобладают вулканические толщи (C_{It-v} - C_{IS}), включающие в себя недифференцированные толеитовые спилит-диабазовые контрастные базальт-риолитовые, унимодальные существенно риолитовые, андезитодацитовые и андезитобазальтовые ассоциации /184/. Особенности их состава и латерально-временной зональности свидетельствуют, по мнению В.М.Стебловой и др. /214,215/, о рифтогенной природе Дарвазской эвгеосинклинали, сформированной на континентальном основании и претерпевшей в послесерпуховское время орогенез с внедрением натровых и калинатровых габбро-гранитных серий (C_{I-2}). Существует и иная точка зрения. Согласно С.В.Руженцеву и др. /206,207/ присутствие тектонизированных гипербазитов, недифференцированных (субокеанических) спилит-диабазов и контрастных базальт-риолитов ($D_{3f} - C_{It-v}$), сменившихся затем непрерывной базальт-андезит-риолитовой серией переходного типа (C_{IS}), а также широкое развитие варисских покровов, скорее указывают на заложение здесь в серпуховское время субдуктивной зоны. С последней связывается формирование ниже-среднекаменноугольных гранитоидов (обихумбууский комплекс и др.). Вне зависимости от геотектонической интерпретации все исследователи обращают внимание на сквозную натриевую специализацию кремнекислого магматизма (как вулканитов, так и гранитоидов), обусловленную специфическим составом континентальной коры.

Вывод о существенно натриевом (переходном) типе фундамента Северного Памира косвенным образом подтверждается при анализе петрографических и петрохимических особенностей кристаллических пород (PR?) Курговатского массива, занимающего промежуточное положение между комплексами Северного и Южного геоблоков (рис.75). Они представлены боршитской параметаморфической серией (PR₁?), в нижней части которой преобладают существенно известковистые плагиогнейсы, а в верхней - высокоглиноземистые кристаллосланцы /197/. Метаморфизм зональный: от зеленосланцевой до ставролит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации с отсутствием признаков региональной мигматизации /95/. В антиклинальных структурах обнажаются мусковитизированные Би⁺Амф-гнейсограниты курговатского комплекса (PR₁?), также имеющие существенно натриевую специализацию и близкие по петрографическим признакам к плагиогранитам /184/. С вмещающими породами боршитской серии описываются как резкие, так и постепенные контакты через зоны инъекционных мигматитов. Большинство исследователей предполагают их ультраметаморфогенную природу, хотя роль и масштабы метасоматических процессов оцениваются по-разному /108,131,185/. В.С.Лутков /184/ подчеркивает петрогеохимическую общность гнейсогранитов курговатского комплекса как с гранитоидами андезитового ряда (по Л.В.Таусону /219/), так и с архейскими первично-коровыми плагиогранитоидами.

К концу ранней перми территория Северного геоблока уже отвечала геантиклинальному (орогенному) поднятию и была выведена из области морского осадко-

* По Э.С.Чернеру они соответствуют Калайхумб-Сауксайской и Техарв-Каракульской группам зон; по В.И.Дронову /74,75/ - Северный геоблок отвечает Дарваз-Заалайской складчатой системе, включая Джавай-Белиулинский стабильный массив, Южный - Бамиян-Каракульской и Дарваз-Сарыкольской системам Афгано-Таджикского сектора Высокой Азии.

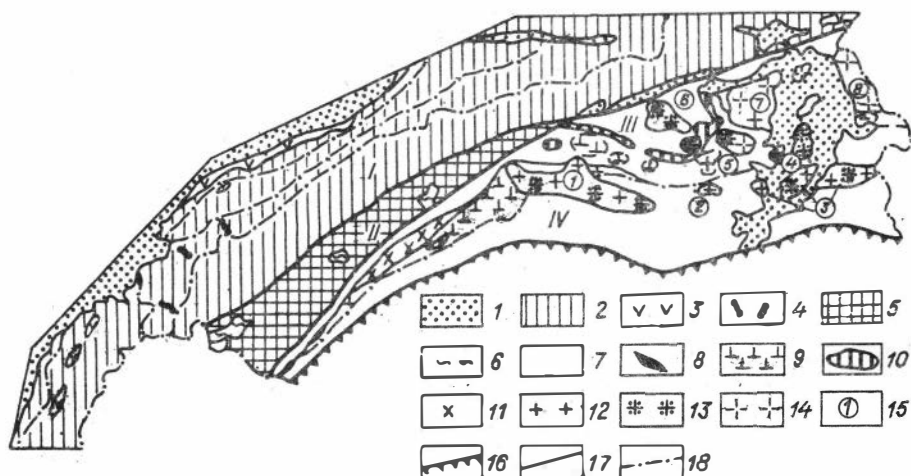


Рис.75. Схема размещения пермско-триасовых магматических образований на Северном Памире (по В.М.Стебловой, В.В.Наржневу и В.С.Луткову /184/ с упрощениями и некоторыми изменениями):

I - Северный геоблок, по /184/ или Калайхумб-Сауксайская группа зон, по Э.С.Чернеру; II-IV - Южный геоблок, по /184/ или Техарв-Каракульская группа зон, по Э.С.Чернеру, в том числе: II - Курговатский стабильный массив, III - Техарв-Каракульская и IV - Дарваз-Сарыкольская зоны. I - мезо-кайнозойские осадочные отложения; 2 - палеозойские осадочные и магматические образования Северного геоблока; 3 - пермско-триасовые вулканогенные и 4 - интрузивные образования Северного геоблока; 5 - протерозойско-палеозойские осадочно-метаморфические образования Курговатского массива, в том числе: 6 - гранитогнейсы курговатского комплекса, PR?; 7 - палеозойские осадочно-вулканогенные отложения Южного геоблока; 8 - гипербазиты восточно-дарвазского комплекса, P; 9 - пермские вулканы, нерасчлененные (ванчдаринская, карачимская и техарвская осадочно-вулканогенные свиты); 10, II - биянджикская интрузивная серия, P₂ (10 - пикробазит-базиты, II - тоналит-плаггиограниты); 12-14 - каракульская гранитоидная серия, T (условно расчленена на массивы с существенным преобладанием: 12 - тоналитов, 13 - монцитонитов и гранодиоритов, 14 - биотитовых и двуслюдяных гранитов); 15 - название массивов каракульской серии (цифры в кружках: 1 - Тань-масский, 2 - Кокуйбельский, 3 - Уртабузская группа, 4 - Джингарский (Каракульский), 6 - Акджилгинский, 6 - Зулумартский, 7 - Караджилгинский (Северо-Каракульский), 8 - Восточно-Каракульский); 16-18 - тектонические границы (16 - между складчатыми системами, 17 - группами зон, зонами и подзонами).

накопления. Позднепермские - триасовые магматические образования Северного геоблока участвуют в строении наложенных вулканоплутонических поясов преимущественно андезитового профиля, а также слагают дискордантные дайковые пояса и малые интрузии габбро-плаггиогранитного и габбро-диоритового составов (см. рис.75). В том и другом случае сохраняется натриевая специализация /184/.

В составе Южного геоблока выделяется две зоны: Каракульская и Дарваз-Сарыкольская. Допермская история их развития изучена недостаточно и является предметом острых дискуссий /197, 207 и др./. В пермское время Каракульская структура характеризовалась накоплением терригенных карбонатно-рифтовых фаций с остатками бентосной мелководной фауны, Дарваз-Сарыкольская - отвечала усло-

виям относительно глубоководного прогиба, в котором преобладала обломочная седиментация: алевролиты, граувакковые песчаники, филлиты /74,143,197/. Отметим, что переход от Северного к Центральному Памиру имеет резкий тектонический характер, причем территория Центрального Памира в пермско-триасовое время отвечала относительно поднятию с эпиплатформенным режимом морского и континентального осадконакопления. Таким образом, начиная с ранней перми, Южный геоблок Северного Памира представлял собой геосинклинальную форму, ограниченную с севера и юга поднятиями континентального и эпиконтинентального типа.

Южный геоблок отличается специфическим набором магматических формаций пермско-триасового возраста /184,185,197/, среди которых выделяются альпийские гипербазиты, метавулканиды базальтового и контрастного пикробазальт-базальт-риолитового составов, интрузивы натриевой пикробазит-базит-плагиогранитной и калиевой гранитоидной серий (см. рис.75). В совокупности они представляют полный тектономагматический цикл, появление которого на Северном Памире, вслед за классическими варисцидами, требует специального обсуждения. Не случайно, Северный Памир одними исследователями относится к герцинской или позднегерцинской эпохам тектогенеза /12,47,184,197/, другими - к раннекаменноугольной /74,75/.

Э.С.Чернером и др. /258/ предороженные структурно-вещественные комплексы пермского возраста выделены здесь в качестве самостоятельной Биляндкинской эвгеосинклинали, С.В.Руженцевым и др. /208/ - наложенного Зулумартского рифта. Особую проблему представляет появление калиевых гранитоидов на коре переходного (островодужного) типа, находящихся в тесной ассоциации с предшествующими вулканидами и натровыми пикробазит-базит-плагиогранитами. Для их объяснения обычно привлекался специфический тип фундамента для Южного геоблока, выходы которого не известны на современном эрозионном срезе, однако не исключалось и пододвигание сиалического фундамента под эвгеосинклинальный комплекс. Последнее предположение было высказано Э.С.Чернером, В.И.Будановым и В.А.Соколовым /252/ еще в 1980 г., но не получило широкого признания, поскольку в то время не были известны физические механизмы, способные обосновать сдвиг континентальной коры как реальный геологический процесс.

Сравнительный анализ геологической позиции и состава магматических формаций Каракульской и Дарваз-Сарыкольской зон Северного Памира с ранее охарактеризованными, на ступень более молодыми комплексами зоны сочленения Юго-Восточного и Юго-Западного Памира обнаруживает удивительное сходство. Единственным принципиальным отличием является отсутствие на Северном Памире глубокоэродированных образований абиссальной фации, что, впрочем, обычно для фанерозойских складчатых поясов.

Ниже дается их краткая характеристика для сопоставления с детально изученной областью сочленения Юго-Восточного и Юго-Западного Памира. Основой для сопоставления послужили материалы В.С.Луткова, В.И.Буданова, Э.С.Чернера и других /184,185,197/.

В обоих регионах отмечаются мелкие выходы гипербазитов. По данным В.С.Луткова /154,184/, пермские гипербазиты представлены линзовидными телами (до первых километров квадратных), основная часть которых тяготеет к западной части Каракульской зоны и находится в тесной ассоциации с метавулканидами техарвской свиты (P?). Контакты с вмещающими породами тектонические, иногда их ксенолиты отмечаются в плагиогранитах биляндкинской интрузивной серии (P₂). По составу (табл.67) это низкотитанистые, высокомагнезиальные разновидности, близкие к альпийским гипербазитам.

Средний химический состав (мас.%) пермских гипербазитов
и вулканитов Южного геоблока Северного Памира (по данным /184/)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	37,9	47,9	48,9	46,1	61,9	75,1	40,5	44,7	59,4	71,9
TiO ₂	0,09	2,0	0,40	2,32	0,69	0,19	1,14	1,84	0,54	0,37
Al ₂ O ₃	3,11	14,4	11,3	15,1	15,8	12,8	9,2	14,7	15,2	11,8
Fe ₂ O ₃	4,2	3,2	2,8	4,4	1,8	1,5	5,9	2,9	2,1	1,1
FeO	2,7	10,3	6,2	8,5	4,3	0,9	6,1	8,6	4,1	3,7
MnO	0,09	0,22	0,15	0,20	0,11	0,02	0,24	0,26	0,11	0,12
MgO	36,7	5,8	14,4	5,5	3,0	0,4	10,4	7,2	3,1	2,4
CaO	0,7	7,1	9,6	8,6	5,5	0,8	12,2	10,5	5,9	2,6
Na ₂ O	0,2	3,5	1,9	3,2	4,3	5,4	0,9	2,6	4,2	0,4
K ₂ O	0,1	0,7	0,3	0,5	0,5	1,4	0,6	0,6	1,0	3,4
П.п.п.	13,7	4,9	3,9	4,9	1,7	1,3	11,3	5,00	3,9	1,7
P ₂ O ₅	0,13	0,29	0,05	0,41	0,13	0,04	0,15	0,31	0,16	0,12
N	4	3	2	10	2	2	2	10	6	3

Примечание: 1 – альпинотипные гипербазиты восточно-дарвазского комплекса (P₁?); 2 – субщелочные пикробазальты ванчдаринской свиты (P₁); 3–6 – техарвская свита, P₁? (3 – пикробазальты, 4 – базальты, 5 – андезито-базальты, 6 – риолиты); 7–10 – карачимская свита, P₁? (7 – пикробазальты, 8 – базальты, 9 – андезиты, 10 – риолиты).

Вулканиты пермского возраста входят в состав ванчдаринской (P₁), техарвской (P₁?) и карачимской (P₁?) свит Каракульской зоны /197/. Выходы первых двух свит тяготеют к западной и центральной частям этой зоны, последней – к восточной. Кроме техарвской свиты, отложения которой без видимого несогласия залегают на терригенно-вулканогенной толще силурийско(?)–девонского(?) возраста, остальные имеют тектонические контакты с вмещающими породами. Мощность каждой из перечисленных свит составляет не менее 1000–2000 м, состав – терригенно-карбонатно-вулканогенный. Доля вулканического материала сильно варьирует как в объеме отдельных свит (на различных участках), так и при сравнении их между собой. Отмечается постоянная ассоциация с линзами, реже прослоями рифовых известняков, с плохо сохранившимися остатками пермской? (чаще неопределяемой) фауны /197/.

По химическому составу вулканиты ванчдаринской свиты (P₁) относятся к субщелочным базальтам повышенной титанистости и фосфористости (см. табл.67). Эта же особенность сохраняется и в остальных свитах, где наряду с субщелочными высокотитанистыми базальтами (преобладающая разность) и пикробазальтами появляются прослои андезитов и риолитов. Те и другие характеризуются ясно выраженной натривой специализацией щелочей (см. табл.67). Краткое описание вулканитов, приведенное В.С.Лутковым /184/, свидетельствует, кроме того, об интенсивном низкотемпературном метаморфизме пород, приведшем к изменению их минерального и химического состава. Последнее хорошо видно даже из средних оценок, имеющих нарушенные первичные соотношения петрогенных окислов. При описании вторичных метаморфических изменений по основным вулканитам техарвской свиты В.С.Лутков отмечает повсеместно встречающийся субщелочной амфибол, плеохрои-

рующийся от голубоватых до синих оттенков /I84/. Наряду с высокой степенью расланцованности и катаклаза метавулканитов, а также бимодальным типом ассоциаций, в которых совмещены высокотитанистые субщелочные базальты и низкощелочные дацит-риолиты, этот признак также указывает на формационно-генетическое сходство пермских вулканогенных толщ Каракульской зоны с триасовыми - Юго-Восточного Памира (см. раздел 3.1).

Биянджикская гипербазит-габбро-плагиогранитная серия /I8, I9, I84, I85, I97, 200/ объединяет гипербазит-базитовый и тоналит-плагиогранитный комплексы, между которыми существует разрыв в вещественном составе. Отмечено также резкое различие в химизме гипербазитов восточно-дарвазского комплекса и биянджикской серии /I84/. Последние характеризуются субультрамафитовым (пикритовым) уклоном, высокой железистостью и титанистостью. В этом отношении они близко родственны пермским базальт-пикробазальтам Каракульской зоны (табл.68). В состав биянджикской серии, кроме субультрамафитовой группы (перидотит-пироксениты), входят также габбро-нориты, амфиболовые мела- и лейкогаббро, амфиболовые и кварцевые диориты.

Тоналит-плагиограниты биянджикской серии, по данным /I8, I84, I97/, сформированы в несколько интрузивных фаз (от ранних): 1 - Би[±]Амф-тоналиты; 2 - Би[±]Амф-плагиограниты (главная фаза); 3 - дайки, жилы плагиогранит-порфиров и м-з лейкоплагиогранитов. Их примечательная особенность - аномально низкая калиевоность (< 0,6 мас.% K₂O) даже в сравнении с типичными герциевыми тоналит-плагиогранитами Калайхумб-Сауксайской зоны /I84/. На Памире их ближайшими аналогами как по геологической позиции, так и по составу, являются только триасовые плагиогранофиры глыксурдинской серии. Последние, как отмечено в разделе 3.2.2, обнаруживают тесную пространственно-временную сопряженность с субщелочными высокотитанистыми метавулканитами Периферийной зоны КВП, хотя объемы их в сравнении с Каракульской зоной Северного Памира незначительны. В то же время можно предположить, что здесь существовали и крупные массивы тоналит-плагиогранитного состава, поскольку в отложениях Ташджилгинского и Муздубулакского блоков Периферийной зоны КВП (см. раздел 3.1) отмечается обильная галька сходных пород.

Таким образом, приведенная краткая характеристика пермских магматитов Южного геоблока Северного Памира, на наш взгляд, позволяет уверенно сопоставлять намеченный ряд формаций с Периферийной зоной рифтогенного происхождения в Юго-Восточном Памире (Т₁?-Т₃). Это касается не только особенностей их вещественного состава, но и специфики геологической позиции. По аналогии с последней, а также исходя из общей геодинамической концепции, изложенной в разделе 4.1, можно предложить следующую модель их формирования.

На рубеже карбона-перми (точнее, в послесреднекаменноугольное время) под корой Северного Памира появились массы аномальной мантии, которые в синклинальной структуре Южного геоблока привели к заложению активной рифтовой зоны с щелочно-базальтоидным вулканизмом, а затем к реологическому расслаиванию коры с формированием внутрикоровой гранитной астенотинзы и, как следствие, контрастному бимодальному вулканизму (P?). В результате тангенциального сжатия произошло замыкание рифтовой структуры, что стало реально возможным из-за появления внутрикоровых астенослоев пониженной вязкости. На ранней стадии коллизионное сжатие привело к выдавливанию гетерогенных магматических расплавов и становлению биянджикской пикробазит-базит-плагиогранитной серии (P₂). Вторая стадия связана с внутриконтинентальной субдукцией и орогенезом. На Северном Памире ей отвечают калиевые гранитоиды каракульской серии.

Таблица 68

Средний химический состав (мас.%)
 биляндкинской
 пикробазит-базит-плагиигранитной серии (P₂)
 Южного геоблока Северного Памира
 (по данным /184/)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	44,2	48,0	59,4	67,3	74,9	76,8
TiO ₂	0,5	1,2	0,6	0,4	0,3	0,2
Al ₂ O ₃	7,6	16,0	14,8	13,4	12,1	11,8
Fe ₂ O ₃	4,0	2,8	2,4	2,3	1,3	1,0
FeO	7,5	7,6	4,5	4,6	2,6	1,8
MnO	0,17	0,18	0,13	0,11	0,07	0,04
MgO	20,7	8,1	3,8	1,8	0,7	0,5
CaO	9,6	10,1	7,0	4,9	2,2	1,6
Na ₂ O	0,5	2,5	3,4	3,1	4,1	4,6
K ₂ O	0,16	0,5	0,6	0,3	0,6	0,6
П.п.п.	4,5	2,5	2,9	1,5	0,9	0,6
P ₂ O ₅	0,07	0,19	0,12	0,09	0,05	0,03
N	14	32	9	2	10	5

Примечание: 1 - пикробазиты (перидотиты, пироксениты), 2 - габброиды, 3 - кварцевые диориты, диориты, 4 - тоналиты, 5 - плагииграниты, 6 - лейкоплагииграниты.

требованиями /240/. Новые же данные, приведенные в /184/, указывают на явную дискретность датировок ($t = 267-245, 236-233, 224-200$ млн лет), что, вероятнее всего, может быть обусловлено полихронным строением каракульской серии.

Правомерность такого предположения подтверждается, на наш взгляд, материалами В.С.Луткова /184/ о строении отдельных массивов. Анализ этих материалов позволяет выделить, по крайней мере, три ассоциации гранитоидов, различающихся как по морфологии и типу внедрения, так и по особенностях вещественного состава^{***}. На рис.75 эти ассоциации условно показаны по преобладанию их разновидностей в главной фазе того или иного массива.

Первая ассоциация отвечает калинатровой тоналит-гранодиорит-гранитной серии. В наиболее полном виде она выражена в Танымасском массиве, где Би-Амф-кварцевые диориты, тоналиты и гранодиориты являются преобладающей разновидностью (Пл 24 %, Кпш 9,5 %, Кв 20,3 %, Би 11,7 %, Амф 4,1 %, см. табл.33 в монографии /184/). В сравнении с тоналитами биляндкинской серии они, конечно, имеют ясно выраженный калиевый уклон (табл.69), но всё же не столь высокий,

* Этот вывод в частности подтверждается Rb-Sr-датированием сходных гранитоидов Западного Бадахшана, для которых получено $T = 234 \pm 12$ млн лет /286/.

** В работе /184/ выделено два комплекса (южно- и северокаракульский), а также отмечена вещественная автономность Восточно-Каракульского массива.

К сожалению, изученность гранитов этой серии, особенно в части геохронологии, сильно уступает Южно-Памирскому региону. Если исходить из общих закономерностей миграции (омоложения) тектономагматических циклов Памиро-Гималайского сектора, что, как будто бы хорошо подтверждается при сопоставлении рифтогенных и инверсионных комплексов (см. ниже), то возраст каракульских гранитоидов, отвечающих орогенной стадии, должен соответствовать ранне-среднему триасу^{*}. В работе /185/ возраст принят позднетриасовым на основании усредненных значений K-Ar-датировок (203-215 млн лет). Однако анализ этих результатов показывает, что большинство из них были получены до 70-х годов и должны быть откорректированы в соответствии с современными

Таблица 69

Средний химический состав (мас.%)
триасовых гранитоидов Южного геоблока Северного Памира
(по данным /I84/)

Компо- ненты	I		II			III		
	I	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	63,8	71,8	62,3	68,6	68,7	70,0	70,2	72,5
TiO ₂	0,6	0,2	0,7	0,24	0,3	0,25	0,2	0,2
Al ₂ O ₃	16,3	14,5	16,1	15,2	15,5	14,4	14,7	14,5
Fe ₂ O ₃	0,4	0,3	0,5	0,3	0,3	0,5	0,4	0,3
FeO	4,7	2,5	5,4	2,9	3,0	2,8	3,1	1,7
MnO	0,09	0,07	0,13	0,08	0,06	0,06	0,07	0,04
MgO	2,1	0,5	2,5	1,3	1,2	0,9	0,9	0,3
CaO	4,9	2,6	5,2	2,9	3,0	2,7	2,3	1,6
Na ₂ O	2,9	3,2	2,5	3,0	3,1	3,0	3,2	3,3
K ₂ O	3,1	3,6	3,3	4,6	3,9	3,4	4,0	4,6
П.п.п.	0,7	0,6	0,9	0,9	0,14	0,7	0,9	0,5
P ₂ O ₅	0,19	0,10	0,17	0,13	1,5	0,11	0,12	0,13
N	II	I2	I2	8	7	9	9	7

Примечание. Анализы сгруппированы в три ассоциации (см. текст): I - калинатровая кварц-диорит-тоналит-гранитная (I - тоналиты ГФ, 2 - граниты поздней фазы, Танымасский массив), II - калиевая монцодиорит-гранодиорит-гранитная (3 - кварцевые монцодиориты ГФ, Уртабузский массив, 4 - монцогранодиориты поздней (?) фазы, там же; 5 - порфириовидные граниты ГФ, Южно-Каракульский массив); III - калиевая гранит-лейкогранитная - типа (6 - граниты ГФ, Восточно-Каракульский массив, 7 - то же, Караджилгинский массив, 8 - лейкограниты поздней фазы, Восточно-Каракульский массив).

как в других гранитоидах каракульской серии. Судя по описаниям /I84/, породы калинатровой интрузивной серии присутствуют и в других массивах ("кварц-диоритогнейсовая оторочка", по В.С.Луткову).

Вторая ассоциация имеет калиевый (монцонитоидный) уклон. Во всем ряду кремнекислотности K₂O преобладает над Na₂O, а количество Кпш даже в наиболее меланократовых разновидностях (кварцевые монцодиориты Уртабузского массива) составляет ~17%. К этой серии, вероятнее всего, относится большая часть Уртабузского массива, расположенного в Дарваз-Сарыкольской зоне, а также ряд более мелких штокообразных тел в Каракульской зоне (Зудумартский, Акджилгинский и др., см. рис.75). В их строении участвуют кварцевые монцодиориты, монцониты, граносиениты, порфириовидные биотитовые граниты. Общей особенностью является неравновесность минерального состава (постоянно отмечаются реликты пироксена и лабрадора, особенно в меланократовых разновидностях), свидетельствующая о высокотемпературном характере первичных расплавов, а также повышенная щелочность пород (фации III-IV, по А.А.Маракушеву и И.А.Тарарину /I62/).

Третья ассоциация отвечает высокоглиноземистой гранит-лейкогранитовой серии, имеющей сквозной низкотемпературный парагенезис темноцветных минералов (Би+Му[±]Турм[±]Гр) и сопровождающейся многочисленными инъекционными аддитопегматитами близкого состава. По уровню кремнекислотности эти граниты не опускаются ниже 70-72 мас.% SiO₂, калий всегда преобладает над натрием, а на тройной диаграмме "Кв-Аб-Орт" их фигуративные составы близки к эвтектике при R_{H₂O} ≥ 2-3 кбар. От предыдущих высокотемпературных монцонитоидов и калиевых гранитов они отличаются не только особенностями вещественного состава, но и имеют с ними отчетливые рвущие взаимоотношения (2 фаза, по В.С.Луткову /184,185/). Судя по описаниям, эти породы преобладают в Восточно-Каракульском и Караджилгинском мезоабиссальных массивах, где они представлены многочисленными послонно-инъекционными телами.

Сравнительный анализ с Южно-Памирским регионом позволяет провести формационно-генетическую типизацию охарактеризованных выше гранитоидов, которые могут быть сопоставлены с высокотемпературными каликатровыми тоналит-гранитными сериями раннеорогенной стадии, внедрение которых произошло до А-субдукции, высокотемпературными калиевыми монцодиорит-монцонит-гранитными сериями (А-субдукция) и низкотемпературными калиевыми гранит-лейкогранитами, связанными с плавлением корового субстрата в глубинных стресс-зонах. Две последние серии относятся к позднеорогенной стадии, а их отличие подчеркивается, в частности, металлогенической специализацией: с монцонитоидами сопряжено оловянное оруденение силикатно-сульфидного типа, со стресс-гранитами - редкометалльно-пегматитовое /153,184/.

Проведенное сопоставление, естественно, не претендует на ревизию фактического материала по пермско-триасовому магматизму Южного геоблока Северного Памира, поскольку оно основано только на литературных данных. Его главная цель - показать чрезвычайное сходство охарактеризованных структурно-вещественных комплексов с Южно-Памирским регионом, которое прослеживается не только в повторении основных рубежей эволюции магматических формаций, но и в таких специфических особенностях, как резко подчиненная роль альпийотипных гипербазитов, повышенная титанистость рифтогенных пикробазальт-базальтов, ультранатриевый и корундномагмативный состав риолитов и плагиогранитов, скачкообразное возрастание калиевости и общей щелочности в позднеорогенных гранитоидах. Сам факт резкого возрастания калиевости высокотемпературных гранитоидов каракульской серии, пространственно сопряженных в пределах одной зоны с предшествующими ультранатриевыми тоналит-плагиогранитами бияндыкчикской серии, на наш взгляд, невозможно объяснить без привлечения внутриконтинентальной субдукции, которая обеспечивает появление очага монцонитоидов на границе кора - мантия. Подобные очаги могут существовать чрезвычайно долгое время, сопоставимое со временем остывания под ними аномальной мантии /7/. С этих позиций становится понятным дискретность геохронологических датировок по гранитоидам, поскольку при коллизионном сжатии в конце позднего триаса, когда орогенный магматизм получил максимальное развитие уже на Южном Памире, могло произойти и частичное повторное выжимание в верхние части земной коры монцонитоидных расплавов на Северном Памире.

4.3. Тектономагматическая эволюция Памиро-Гималаев в перми-триасе: альтернативные геодинамические модели

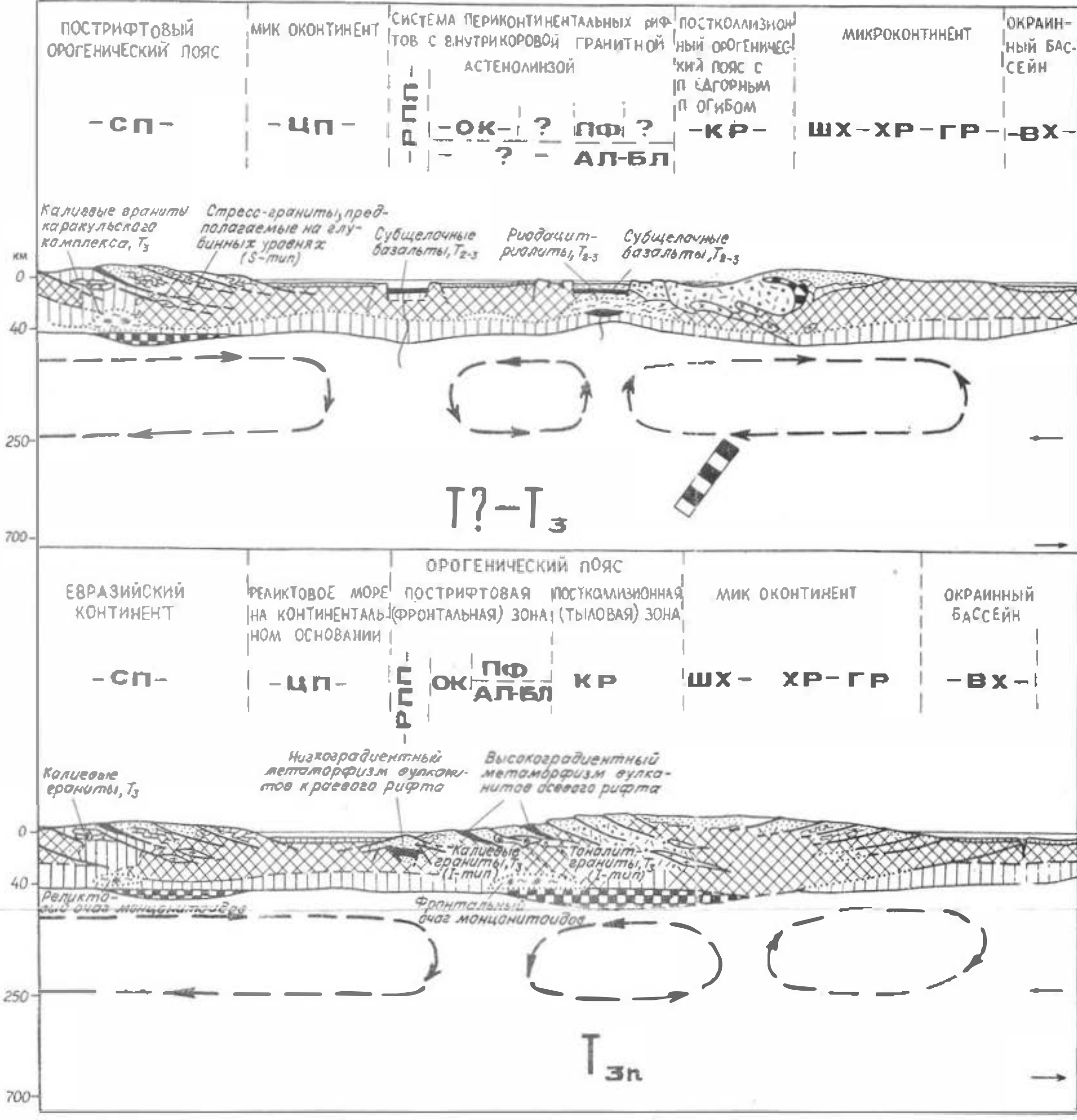
Существуют два альтернативных подхода к решению проблемы формирования Памиро-Гималайского сектора Средиземноморского пояса. Первый основывается на теории тектоники плит, согласно которой поглощение (субдукция) обширного океанического бассейна пермско-триасового Тетиса, начиная с юры, компенсировало формирование океанической коры Индийского и Атлантического океанов /96/. Второй подход основан на концепции расширения Земли, где основная роль в формировании структурных форм Альпийско-Гималайского пояса и магматизма отводится мантийному диапиризму /7,9,136,262 и др./. В рамках мобилистских построений обычно трактуются промежуточные модели наращивания Евразии за счет припаивания континентальных блоков (террейнов), возникших при дроблении Гондваны. При этом проблема ширины океанического бассейна Палео-, Мезо- и Неотетиса решается по-разному /14,208,259,268 и др./.

В первом подходе существует ряд противоречий геологического и геофизического характера /262/. Для их объяснения с позиций "террейновой" ("коллизионной") модели недавно предложен механизм вторичного рифтинга (мантийного диапиризма) и формирования орогенных поднятий и гранитоидов в области торшения литосферных плит /245,246/. Геодинамика этого явления связывается с возмущением астеносферного слоя при коллизионном сжатии литосферных плит /246/, с возбуждением индуцированных конвективных течений в мантии /230/, субдукцией оси океанического спрединга под континент /121,271/.

Вместе с тем, можно предложить и альтернативный вариант, согласно которому более общее, глобальное значение будет иметь не коллизия плит, возбуждающая тем или иным способом мантийный диапиризм в области торшения, а мигрировавший первичный источник аномальной мантии. При этом коллизионное сжатие будет обеспечиваться нисходящими верхнемантийными потоками, созданными нижнемантийным источником, а реологическое расслаивание коры под воздействием аномальной будет приводить как к субдукции океанической, так и к удвоению континентальной коры /90,91/.

Модель-I: вторичный рифтинг и пострифтовый орогенез в области торшения литосферных плит. Эта модель основана, как и в ряде работ предыдущих авторов /14,105,106,245,246,268 и др./, на концепции дробления Гондваны (частичной или существенной), миграции континентальных блоков и их столкновения с активной континентальной окраиной Евразии. В схематическом виде для Памирского сектора Высокой Азии эта модель приведена на рис.76, а,б.

Рассмотрим с её позиций особенности пермско-триасового магматизма Памиро-Гималайского сектора. В северной части этого региона, как было показано выше, на месте коллизии (C_3+P_1) с окраинноморско-островодужной системой Северного Памира (Палеотетис-I) произошел вторичный рифтинг, что привело впоследствии (P_2+T_1) к внутриконтинентальной субдукции и пострифтовому орогенезу. В итоге это определило специфику раннекиммерийских горно-складчатых сооружений Южного геоблока Северного Памира. К этому времени заложились активная континентальная окраина андийского типа на юге (Юго-Восточный Памир), а первичный рифтинг переместился в Северный Каракорум. Полный цикл повторился второй раз при субдукции океанической коры Палеотетиса-II и коллизии с континентальным блоком Юго-Западного Памира (см. рис.76 а,б), что привело к формированию среднекиммерийских горно-складчатых сооружений ($T_1?-T_3$). Однако далее к югу (Каракорум-Гималаи) геологическая ситуация резко изменилась. Признаки базальтоидного, инт-



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22

Характер перестройки течения континентальной и океанической конвекция основан на результатах её численного моделирования [227, 228], восстановлении структуры течения по данным спутниковой гравиметрии [236], изменения структуры течения при погружении плит [263], характера тепловое взаимодействие верхних и нижних конвективных слоев [242, 243], а также смены режимов течения при резких сдвигах [284, 319, 321, 334].

Структурные преобразования в море привнесены с учетом опубликованных данных по стратиграфии, тектонике и магматизму Памира на позднепалеозойско-ранне-мезозойское время [184, 185, 197, 258], новых данных по индосинийскому магматизму Южного Памира (см. разделы 2; 3), введенных геотектонических интерпретаций [182, 183, 208, 252], данных о лавинном рифтинге в Каракорумах [105, 211].

Реконструкция выполнена исходя из гипотетической предпосылки о существовании океанической коры Палеотетиса-II и ее полного поглощения (модель - I, см. раздел 4.3).

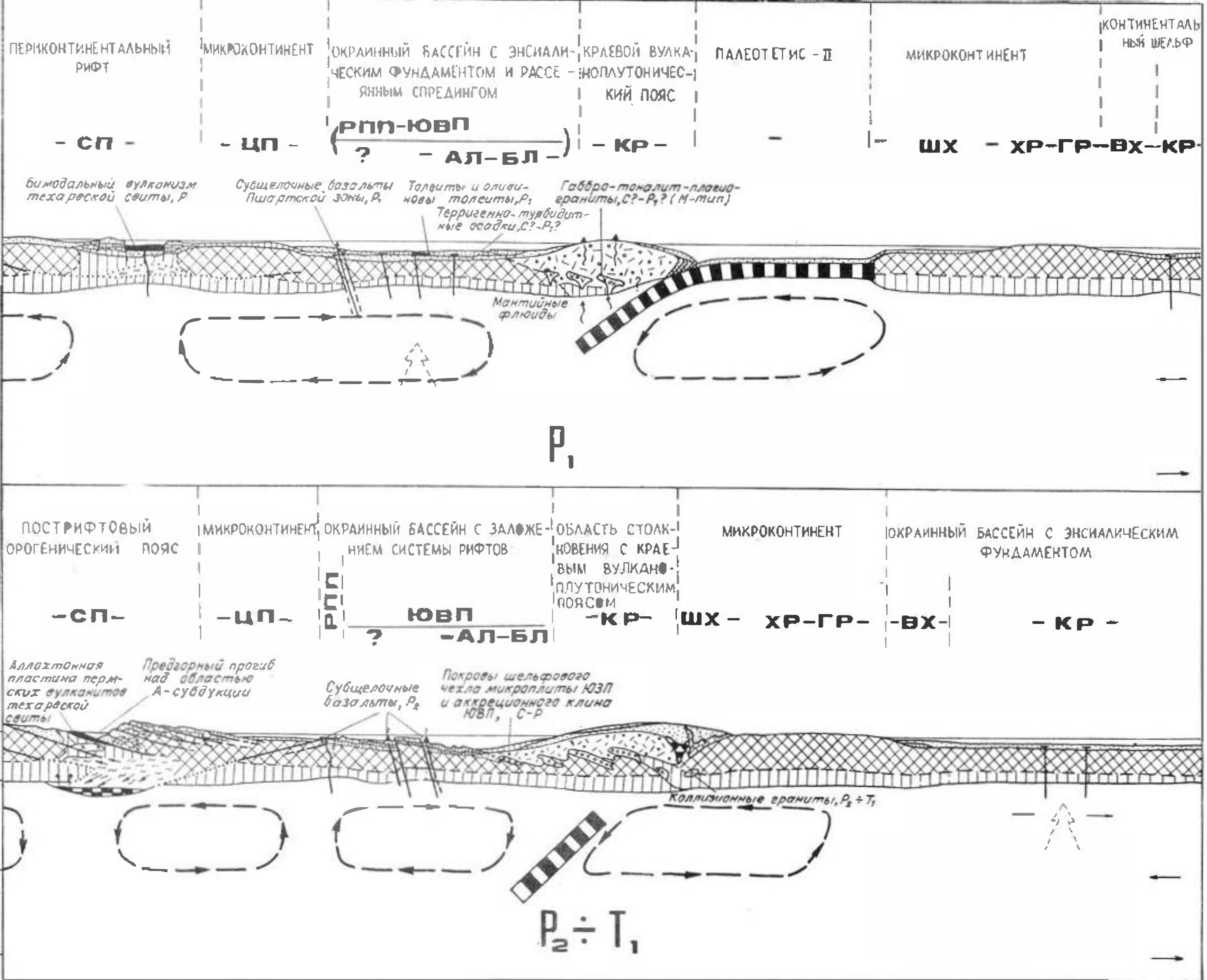


Рис. 76. Схематическая реконструкция изложенных выше обстановок Памира в позднем палеозое - раннем мезозое с учетом модели вторичного рафтажа в области горошения микроплиты до-каледонского Памира с активной континентальной окраиной Карауля:

I-4 - типы земной коры: 1 - океаническая, 2 - переходная, 3 - островодужная, 4 - континентальная; 5-10 - стратифицированные отложения: 5 - существенно терригенные, 6 - карбонатно-терригенные, 7 - карбонатные, 8 - с прослоями плагиоклазов базальтов, 9 - существенно базальтовые, плагиобазальтовые с "александритовыми" известняками и прослоями терригенного флиша, 10 - рудопородоносные; II - эффузивы; 12, 13 - гранитоидные астенолиты и астеноскалы: 12 - формирующиеся без прилива камня и литофильных элементов до коллизийного сжатия в А-субдукции, 13 - с приливом камня и литофильных комплексов в момент А-субдукции; 14 - внекоровые очаги базальт-пикробазальтового состава; 15-18 - интрузивные массивы: 15 - габбро-тоналит-плагиограниты (M-тип), 16 - тоналит-гранодиорит-граниты (I-тип), 17 - монцодиорит-гранодиорит-граниты (II-тип), 18 - стресс-гранит-диоритограниты (3-тип); 19 - конвекция в мантии (до глубин 250 км); 20 - конвекция в мантии до глубин 700 км; 21 - возможное местонахождение мантийных пластов; 22 - разломы и разрывы, нерасчлененные.

да бимодального, вулканизма пермско-триасового возраста сохранились, в то время как гранитоидные ассоциации разнообразного состава и происхождения оказались смещенными к рубежу раннего-позднего мела и моложе (см. раздел 4.3).

Масштабы и особенности состава пермско-триасовых вулканитов Каракорум-Гималаев не равнозначны в различных зонах. Для труднодоступных и слабо изученных районов Каракорума и смежного с ним Кунара упоминания о вулканитах доюрского возраста крайне скудны.

А.Х.Кафарским /44/ основные вулканиты Кунара описаны в тесной ассоциации с кремнекислыми эффузивами. Предполагается, что эта существенно вулканогенная бимодальная толща несогласно залегает на девонских известняках и перекрывается (?) терригенно-карбонатными отложениями среднего-верхнего карбона или карбонатами перми-триаса. На этом основании им приписывается нижнекарбонный возраст, хотя исключить пермский (точнее дотриасовый) невозможно. Д.Герганом /217/ основные вулканиты описаны среди пермских отложений перми. Вверх по разрезу эта толща, представленная в основном аспидными сланцами с прослоями вулканитов, сменяется карбонатной толщей триаса, причем в ряде мест на их границе отмечается пласт конгломератов.

Поскольку описание вулканических пород в упомянутых работах выполнено только на стратиграфическом уровне без детализации химического и петрографического составов, то для геодинамических интерпретаций их использовать затруднительно. Отметим только явную угнетенность вулканизма при аномальной мощности (до 15 км) позднепалеозой-раннемезозойских карбонатно-терригенных отложений (Каракорумская супергруппа /217/). Детальный литологический анализ отложений Каракорумской супергруппы, выполненный недавно М.Газтани и др. /291/, свидетельствует в пользу раннепермского рифтинга на этой территории, после которого до среднего-верхнего (?) триаса включительно здесь преобладал глубоководный режим осадконакопления, сменившийся в юре условиями карбонатной платформы.

На западном продолжении структур Каракорума и Кунара в Центральном Афганистане особый интерес представляют офиолитовые серии предположительно триасового возраста. Выделяется два типа офиолитов, геологическая позиция которых резко различна.

Первый тип представлен в узкой тектонической зоне на границе Южно-Афганского массива и прогиба Фарархруд. По данным И.Блейса и др. /276/ туфы, спилиты, подушечные лавы, габбро и серпентинизированные перидотиты ассоциируют здесь с тектонизированным флишем Варас, включающим гигантские блоки известняков неопределенного возраста. Среди последних были найдены экзотические глыбы с остатками фораминифер среднего-позднего триаса, на основании чего делается вывод о триасовом возрасте всей офиолитовой серии. Неопределенность геологической позиции основных вулканитов, связанных с ними габбро и гипербазитов подчеркивается В.И.Дроновым и др. /44/, которые условно относят время их формирования к юре - раннему мелу.

Второй тип "офиолитов" широко развит в Кабульском стабильном массиве /44/, имеющем в плане миндалевидную форму (~ 12 тыс. км²) и ограниченном со всех сторон разломами. Складчатое основание сложено докембрийскими метаморфическими породами, которые перекрыты существенно карбонатным чехлом перми-триаса. Верхнетриасовая часть разреза (серия Котагай /44/) представляет собой карбонатно-терригенно-вулканогенную толщу с общей мощностью 2500-2800 м. Зеленокаменно-измененные основные вулканиты отмечаются по всему разрезу и находятся в тесной ассоциации (линзы, прослои, пласты) с метаморфизованными известняками. Кроме вулканитов, широко представлены пластообразные гипербазитовые массивы, наибо-

лее крупный из которых (Логар) имеет размеры 65x40 км при мощности свыше 1000 м. Контакты массива тектонические, но иногда, по данным К.Ф. Стажило-Алексеева и В.И. Дронова /44/, наблюдаются апофизы серпентинитов во вмещающие породы и ксенолиты последних среди серпентинитов. Массив расслоен: в верхней части преобладают лерцолит-пироксениты, в средней – гарцбургиты, в нижней – дуниты и перидотиты с залежами хромитов. Химический состав вулканитов серии Котагай нам не известен, однако для тесно связанных с ними гипербазитов массива Логар отмечаются повышенные содержания TiO_2 (0,29–0,37 мас.%), P_2O_5 (0,10–0,28 мас.%) и Al_2O_3 (3,5–4,6 мас.%), в то время как Mg-Fe -отношение варьирует от 7 до 12 /44/. По этим признакам они тяготеют к геохимическому типу железистых гипербазитов /50/. Учитывая присутствие континентальной коры в основании Кабульского массива и магматическую природу всей ассоциации, можно предположить, что "офиолиты" Логар относятся к какой-то стадии начального рифтинга Неотетиса.

Геологические свидетельства начального рифтинга триасового возраста, предшествующие раскрытию Неотетиса, задокументированы и в Гималаях. Здесь детально описаны несколько примеров подушечных лав основного состава в тесной ассоциации с "экзотическими" известняками. К ним относятся базальты "флиша Ламаюру" в Ладакхе, базальты близ сутуры Инда в Панджальских траппах Кашмира и вблизи Загросса, базальты формации Ралакунг в Занкаре /26, 217, 262/. Изучение их состава показало, что эти вулканические породы, часто ассоциируемые с кремнекислыми вулканитами, принадлежат субщелочной петрохимической серии повышенной титанистости и в этом отношении сравнимы с вулканическими породами океанических островов или континентальных рифтовых зон /302/. К сходному выводу о заложении альпид (Неотетис) в пермско(?)–триасовое время на континентальной коре гондванского типа уже давно пришли многие исследователи, среди которых необходимо отметить работы С.В. Руженцева и других /208/ по Памиро-Гималаям, Шиао Шучанга и Гао Янлина по Тибету-Гималаям /259/ и Й. Штёклина по Ирано-Гималайской части альпийского подвижного пояса /262/. Поскольку субдукция океанической коры Неотетиса относится на время не древнее мел-палеогена, то следует признать, что, по крайней мере, начиная с юры до раннего мела включительно, преобладающим тектоническим режимом в Гималаях и Каракорумах было растяжение земной коры. Существенным аргументом в пользу этого вывода, должен служить тот факт, что в области сочленения Каракорум-Гималаев не существует каких бы то ни было проявлений орогенных и субдуктивных гранитоидов этого возраста /217/. Все известные датировки, полученные К-Аг-, Rb-Ст-, U-Pb-методами и опубликованные в сводках /285, 287, 302, 312/, указывают либо на возраст гранитоидов моложе рубежа раннего-позднего мела ($t \leq 95$ –105 млн лет), либо значительно древнее перми-триаса ($t > 400$ –500 млн лет). Эта же особенность характерна для гранитоидов, развитых на продолжении Каракорумских структур в Центральном Афганистане /44, 286/. Размеры структур Неотетиса на момент их максимального раскрытия и начала субдукции (середина мела – палеоген) оцениваются по-разному. Ряд исследователей на основе палеомагнитных данных предполагают весьма значительную ширину океанического бассейна (до ~ 2000 км /308/). Этим данным резко противоречат палеотектонические реконструкции, согласно которым Неотетис представлял собой относительно узкий трог или систему трогов (первые сотни километров) в теле Гондваны /90, 292/.

В общем виде последовательность тектономагматических событий, отвечавших формированию пермско-триасовых горно-складчатых сооружений Памиро-Гималаев, согласно рассматриваемой модели, может быть разбита на три крупных этапа (рис. 77, а): I) активная континентальная окраина восточно-тихоокеанского типа

с островными дугами (Калайхумб-Сауксайская группа зон Северного Памира, $C_{1S}-C_2$), коллизионная обстановка (C_{2+3}) с формированием рифта с бимодальным магматизмом и пострифтового коллизионного орогена в области торшения (Техарв-Каракульская группа зон Северного Памира, $P+T_1$); 2) активная континентальная окраина андийского типа (Юго-Восточный Памир, Корумдинская зона $КСП, C_3+P_1$), коллизионная обстановка (P_2-T_1) с формированием рифта с бимодальным магматизмом и пострифтового коллизионного орогена в области торшения (Аличурская, Булункульская, Корумдинская зоны $КСП, T_1?-T_3$); 3) пассивная окраина гондванского типа (Северный Каракорум, P_{1+2} и Гималаи, P_2-T_1) с заложением и развитием активного рифтинга, предшествовавшего Неотетису. Для первых двух этапов латерально-временная зональность и особенности вещественного состава гранитоидных формаций, отвечающих вторичному бимодальному рифтингу и пострифтовому коллизионному орогенезу в области торшения, характеризуются большим сходством, и лишь для субдуктивных зон магматизм контрастно различается: на первом этапе габбро-тоналит-гранитные известково-щелочные серии с гранитоидами толеитового ряда (Хунасский габбро-диоритовый, обихумбоуский тоналит-плагиогранитный комплексы, C_1 и другие Северного Памира /184/), на втором этапе - габбро-тоналит-гранитные серии повышенной калиевости с гранитоидами андезитового ряда (карадаринский базитовый и корумдинский диорит-тоналит-гранитный, $C_3?-P_1?$, Южного Памира). Необходимо отметить, что близкая к изложенной здесь стадийность (но без вторичного рифтинга) намечена недавно Б.А.Литвиновским и Н.Л.Добрецовым при анализе эволюции пермско-триасовых магматических формаций Центрально-Азиатского пояса /151/.

Рассмотренная выше с мобилистских позиций стадийность позднепалеозойского-раннемезозойского магматизма Памиро-Гималаев содержит одну принципиальную предпосылку, смысл которой сводится к отсутствию строгих доказательств океанической (островодужной) природы Палеотетиса-I на Северном Памире и Палеотетиса-II на Южном Памире.

Для Северного Памира (Калайхумб-Сауксайская группа зон) проблема заключается в интерпретации генезиса и определении возраста широко развитых здесь серпентинизированных гипербазитов. С.В.Руженцевым и др. /207,208/ они рассматриваются в качестве тектонизированного фундамента герцинских субокеанических прогибов рифтогенного типа; Э.С.Чернером, В.И.Будановым и др. /252/ - протрузий альпидных гипербазитов герцинской эпохи тектоногенеза; В.В.Нарижневым и др. /175/, В.М.Стебловой и В.В.Нарижневым /184/ предполагается их магматическая природа (лавы ультраосновного состава и расслоенные габбро-анортосит-перидотитовые массивы) и рифейский (?) возраст. Остродискуссионным остается также происхождение и особенности латерально-временной зональности нижнекаменноугольных вулканогенных формаций, интерпретируемых как с позиций плитной тектоники /206-208/, так и геосинклиналей рифтогенного типа /184,214,215/. Тем не менее, гипотеза об окраинно-морской природе Калайхумб-Сауксайской группы зон с островными дугами, заложенными на энсиалическом основании, на наш взгляд, более реалистична, если учесть последние данные по геологии окраинных бассейнов в других регионах мира /45/, а также особенности развитых на Памире ранне-среднекаменноугольных габбро-тоналит-гранитных комплексов /184/, весьма сходных с субдуктивными ассоциациями, содержащими гранитоиды толеитового и андезитового рядов /45,224,226,323,338 и др./.

Значительно сложнее выделение Палеотетиса-II с океаническим типом фундамента (см. рис.76, а; 77, а). Согласно изложенной выше модели, при миграции первичного рифтинга и коллизии отколовшихся континентальных блоков Гондваны с ак-

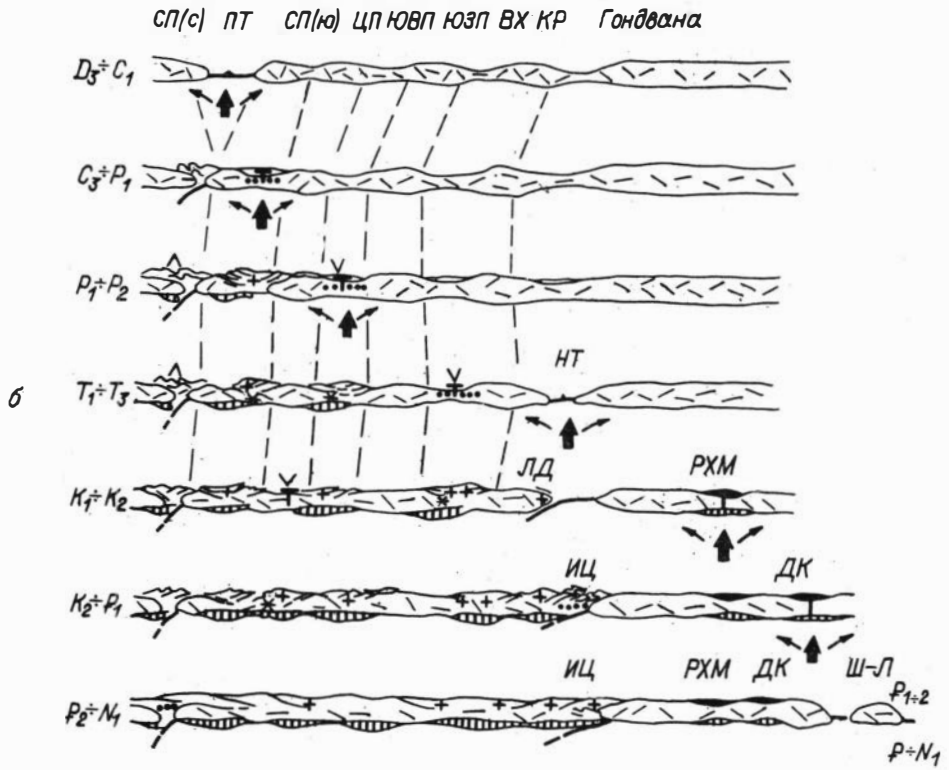
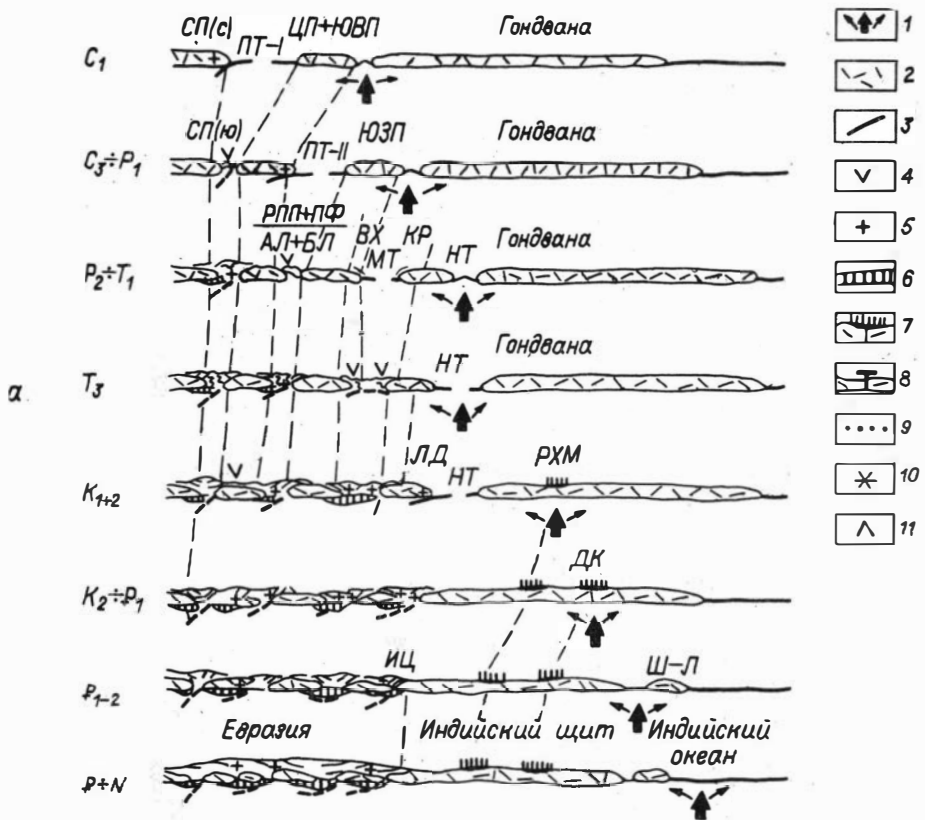


Рис.77. Схематические разрезы, демонстрирующие тектоническое развитие Памиро-Гималайского сектора Высокой Азии:

а - модель-1 с океаническими бассейнами Палеотетиса-П, Мезотетиса и вторичного рифтинга в области торшения микроплит с активной континентальной Евразией; б - модель-2 с энсиалическим бассейном Мезотетиса и миграцией геосинклинально-орогенного режима. I - первичный источник мантийных возмущений, вероятнее всего, отвечавший мигрировавшему Индийскому геопотенциалу /90/; 2 - сиалическая кора; 3 - океаническая кора; 4 - рифтинг в условиях энсиалических прогибов; 5 - гранитные интрузии нерасчлененные; 6 - эфлогиты, образовавшиеся в результате внутриконтинентальной субдукции; 7 - излияния платобазальтов; 8 - излияния рифтовых базальтов; 9 - внутрикоровые гранитные астенотинзы и астенотоканалы до А-субдукции; 10 - остаточные нижнекоровые очаги монзонитоидов после А-субдукции; ПI - магматизм сопряженной активизации. Сп(с) - Северный Памир (Северный геоблок), Сп(ю) - то же (Южный геоблок), ЦП - Центральный Памир, ЮВП - Юго-Восточный Памир, ЮЗП - Юго-Западный Памир, ВХ - Вахан, КР - Каракорум, ЛД - Ладакх, ИЦ - Инд-Цангпо, РХМ - платобазальты Раджмахал, ДК - платобазальты Декана, Ш-Л - о-в Шри-Ланка, ПТ - Палеотетис, МТ - Мезотетис, НТ - Неотетис.

тивной окраиной Евразии, альпинотипные гипербазиты Юго-Восточного и Юго-Западного Памира должны рассматриваться в составе триасового рифтогенного структурно-вещественного комплекса, сформировавшегося в области торшения плит. Возраст и геологическая позиция этих гипербазитов не ясны (см. разделы 2.3.I и 3.2.I). Неубедительными выглядят пока и попытки проинтерпретировать литологические особенности каменноугольно-раннепермских осадочных отложений, слагающих нижнюю часть разреза в Юго-Восточном Памире (базардаринская серия), как субокеанический флишеидный комплекс /94/.

Даже если исходить из полного поглощения океанической коры Палеотетиса-П на момент коллизии, что вполне вероятно для активных континентальных окраин андийского типа /45/, то должны сохраниться признаки палеосубдуктивной зоны в виде краевого вулканодутоинического габбро-тоналит-гранитного пояса. На Южном Памире к такому поясу может быть отнесена недавно выделенная Э.С.Чернером Корумдинская зона, субстрат которой практически целиком сложен blastomylonitami и blastokataklazitami metabazit-gнейсотоналит-гранитного состава. Изученность этих образований явно недостаточна как в отношении их вещественного состава, так и в определении возраста (см. раздел 2.1.I). При доказательстве каменноугольно-пермского возраста ортогнейсового (тоналитового) субстрата этой зоны обсуждаемая модель получит подтверждение, в других вариантах (древнее карбона, как это предполагается в работе /95/, или триасового) она должна быть признана некорректной.

Модель-2: миграция геосинклинально-орогенного режима. Рассмотрим в связи со сказанным возможный альтернативный вариант эволюции Памиро-Гималаев в пермско-триасовое время с учетом миграции мантийного диапира с севера на юг, ограниченных масштабов (первые сотни километров) субокеанического прогиба Неотетиса-альпиды /90,290,292,309/, а также изложенной выше концепции об орогенном магматизме подвижных поясов при тангенциальном сжатии и мантийном диапиризме (см. раздел 4.I). Предполагается вслед за Й.Штёклиным /262/, что Памиро-Гималайские горные цепи представляли собой в палеозое обширный эпиконтинентальный шельф Гондваны, отделенный от Евразии только системой относительно узких суб-

океанических трогов Палеотетиса – варисциды (см. рис.77,б). На момент начала миграции, точнее, перескока в тело Гондваны мантийного диапира, вызвавшего первичный рифтинг, этот шельф представлял собой систему относительно глубоководных прогибов с застойным гидродинамическим режимом вод и большой мощностью терригенных отложений (существенно черноссланцевые толщи сарыкольской серии Северного Памира, базардаринской серии Юго-Восточного Памира /197/, Каракорумской осадочной супергруппы, средне-позднепалеозойские регионально-метаморфизованные породы зоны Тетис-Гималаев /217/ и др.) и относительных поднятий или срединных массивов (Центральный Памир, Юго-Западный Памир /197/, Центральная кристаллическая полоса Высоких Гималаев /217/ и др.).

В Памиро-Гималайском секторе Высокой Азии за пермско-триасовое время можно выделить три глобальных перескока мантийного диапира. Это фиксируется по первым признакам базальтового вулканизма в Техарв-Каракульской структуре Северного Памира – начало перми (техарвская и другие свиты), на Юго-Восточном Памире – рубеж ранней-поздней перми (шиндйская, тахтабулакская свиты), в Тетис-Гималаях – начало триаса (базальты Панджал, Ралакунг и другие)*. Время развития рифтогенных прогибов с интенсивным вулканизмом бимодального типа в каждой из намеченных зон запаздывает на 15–20 млн лет, что необходимо и характерно для реологического расслаивания коры. Каждый следующий перескок обеспечивает коллизионное сжатие реологически расслоенной коры с внутриконтинентальной субдукцией, орогенезом и полным циклом габбро-гранитоидного магматизма (см. разделы 4.1, 4.2.1). Исключением является только последняя зона Тетис-Гималаев, испытывавшая растяжение значительно более длительное время от начала юры до раннего мела включительно (~150 млн лет против ~20–25 млн лет в северных поясах). Это, с одной стороны, привело к формированию субокеанических прогибов Неотетиса (режим растяжения), с другой – при последующих перескоках оси рифтинга на юг – к несоизмеримо большей интенсивности орогенных и субдуктивных процессов.

О возможном механизме и геологических следствиях совместного действия мантийного диапиризма и коллизионного сжатия в условиях реологической расслоенности. Магматизм сопряженной активизации. Неопределенность граничных условий, главным образом обусловленная неполнотой геологических данных, делает преждевременным термомеханические и гидродинамические численные решения, которые, позволили бы промоделировать основные закономерности формирования коллизионных орогенов в условиях миграции мантийного диапира. Тем не менее нам представляется возможным рассмотреть этот механизм на качественном уровне. Нижеследующие рассуждения, с одной стороны, имеют прямое отношение к объяснению вторичного рифтинга и пострифтового орогенеза в области торшения литосферных при континентальной коллизии (модель-1, см. рис.76, 77,а), с другой – позволяет объяснить хорошо изученное явление сопряженной тектономагматической активизации. Известно, что области консолидированной коры, подвергшейся сопряженной тектономагматической активизации, по площади сопоставимы или значительно превышают собственно орогенные подвижные пояса. Они характеризуются сложным стилем новообразованных тектонических структур (рифтогенные впадины, прогибы и т.п.), широким развитием бимодального вулканизма и габбро-гранитного магматизма повышенной щелочности /93,134,161,243,263,269,271 и др./. Эффект тектономагматической активизации имеет место как в рамках модели-1, так и в рамках модели-2. Для рассматриваемого нами региона это хорошо видно на примере позд-

* Северный Каракорум ввиду проблематичности и слабой изученности вулканитов этого возраста, пока не рассматривается.

него триаса, когда на Южном Памире и в сопредельных структурах Афганистана /44/ были сформированы горно-складчатые сооружения индосинид, а в северном направлении магматизм сопряженной активизации охватил обширную территорию южной окраины Евразии, обнаруживая отчетливую латеральную зональность: в Техарв-Каракульской группе зон Северного Памира ($h_1 \geq 70-80$ км)* – субщелочные калиевые высокотемпературные гранитоиды монзонитоидного уклона, имеющие К-Аг-датировки 224–200 млн лет, в Калайхумб-Сауксайской группе зон Северного Памира ($h_2 \geq 120-130$ км) – субщелочные натровые андезитобазальты, андезиты, габбро и габбро-диориты, входящие в состав наземной вулканоплутонической ассоциации (эффузивы и туфы зюрюзаминской и верхов кызылсуьской свит, T_3 ; мынтекинский гипабиссально-субвулканический комплекс, T_3 /176, 177, 184, 197/); в Гиссаро-Алае ($h_3 \geq 300-350$ км) – дайковые пояса и трубки взрыва щелочных базальтоидов и щелочных габброидов /47, 53, 95/. Наиболее выдержанными признаками латеральной изменчивости являются: 1) уменьшение общего объема внедренных магм с резким опережающим выклиниванием коровых вылавок, 2) возрастание общей щелочности базальтоидов при сильных вариациях К-На-отношений. Для случая реализации первой модели континентальной коллизии и вторичного рифтинга в области торшения плит в намеченную выше последовательность необходимо включить и магматизм Южно-Памирского региона, отнеся первичный рифтинг несколько южнее – в область предполагаемого (размеры неизвестны), полностью субдуцированного Палеотетиса-П (см. рис. 76, 77).

Рассмотрим причины формирования намеченного ряда магматических формаций на качественном уровне с позиций реологического расслаивания литосферы и существования мигрировавшего источника аномальной мантии. На стадии активного рифтинга земная кора испытывает два типа воздействия, последовательно сменяющие друг друга: 1) растаскивание коры под действием восходящих потоков аномальной мантии, 2) появление избыточного давления на кору со стороны формирующейся аномальной мантии. С этой последовательностью связан переход от дробления коры с образованием переслаиваемых основных лав толеитового состава при трещинном типе вулканических подводных извержений и с одновременным накоплением терригенных осадков к щелочно-базальтоидному вулканизму центрального типа. В случае реализации модели-1 геологических свидетельств этого этапа, отвечавшего турнейскому веку (т.е. времени заложения субдуктивной зоны на Северном Памире) и предшествовавшего раскрытию Палеотетиса-П, не сохранилось; в случае реализации модели-2 этот переход отвечает смене толеитовых базальтоидов шиндэйской свиты, P_1 – щелочно-базальтоидными туфами и тефроидами тахтабулакской свиты, P_2 и охватывает интервал $\sim 10+15$ млн лет (см. раздел 3.1).

До момента образования новой, более южной, оси первичного рифтинга (спрединга?) аномальная мантия, созданная и поддерживаемая поступлением легкого и нагретого глубинного вещества прогревает кору и делает возможным её вязкостное реологическое расслоение. В зависимости от мощности коры и температуры аномальной мантии этот переход должен составлять 20+30 млн лет. Геологическое подтверждение этих расчетных данных /231/ вновь зависит от принятия той или иной геодинамической концепции: для модели-1 геологических свидетельств нет, для модели-2 этот интервал согласуется с началом активного бимодального рифтинга на Юго-Восточном Памире и начала формирования мигматит-гранитов Алячурской и Булункульской зон Юго-Западного Памира.

* Расстояние (h_1, h_2, h_3) взято, начиная от северной границы Рушан-Пшартского Памира.

В спокойной тектонической обстановке (источник возмущений стационарен) рост коровых астеночаналов и астенолинз определяется изостатическим регулированием и скоростью перемещения теплового фронта. Прогрев коры, интенсивный отток маловязкого внутрикорового вещества, действие избыточного давления со стороны аномальной мантии, а также разнонаправленные от оси рифтинга (спрединга?) верхнемантийные потоки приводят к развитию шейки, утонению (разрыву?) сиалического слоя и подъему границы М.

В случае реализации модели-1 весь намеченный цикл (от активного рифтинга до расслоения континентальной и новообразования океанической коры Палеотетиса-П) должен охватывать время от нижнего карбона до ранней перми, т.е. $\sim 70-80$ млн лет. Его признаки могут сохраниться только в Корумдинской зоне КЗП, но пока они не обнаружены. В случае реализации модели-2 всему циклу соответствует интервал от рубежа ранней-поздней перми до начала внутриверхненорийской (индосинийской) фазы складчатости ($\sim 35-40$ млн лет).

Ситуация качественно меняется на следующем этапе, когда источник возмущения быстро смещается на юг с заложением новой рифтогенной структуры (рис.77, а, б). Так, величина перескока от Рушан-Шартского Памира до Тетис-Гималаев (новое положение источника в перми-триасе, которому соответствуют базальты Панджал, Ралакунг и др. /302/) составляет $\sim 450-500$ км. При этом резко возрастают скорости латерального перемещения вещества аномальной мантии вдоль коры в сторону Евразии за счет совпадения с верхнемантийным потоком. Характерное время растекания аномальной мантии определяется значением её эффективной вязкости и изменяется в пределах 10^5+10^8 лет при времени кондуктивного остывания $(I+10) \cdot 10^6$ лет.

Вынужденное латеральное растекание аномальной мантии, поддерживаемое верхнемантийным потоком, отжимает вниз нормальную мантию и скапливается в более северных частях коры. На этом же этапе происходит и вынужденное перетекание вещества внутрикоровых астенослоев. С точки зрения модели-1 (время перескока оси рифтинга, C_3+P_1), это приводит к субдукции океанической коры Палеотетиса-П, сопряженной с внутриконтинентальной субдукцией и внедрением гранитов I-типа (Корумдинская зона КЗП, C_3-P_1 ?), а затем - к внутриконтинентальной субдукции и орогенезу в Техарв-Каракульской группе зон Северного Памира, P_2+T_1 (см. рис.76, 77, а). С точки зрения модели-2 в области сочленения Юго-Западного и Юго-Восточного Памира произойдет внутриконтинентальная субдукция и орогенез, $T_{3п}$ (см. раздел 4.1), севернее - выдавливание высокотемпературных субщелочных магм из реликтовых очагов, оставшихся после орогения и А-субдукции (Техарв-Каракульская группа зон Северного Памира), еще севернее - формирование новых верхнемантийных очагов андезитовых расплавов под континентальной корой Калайхумб-Сауксайской группы зон Северного Памира и значительно более глубоких магм щелочно-базальтоидного состава - в Гиссаро-Алае,

Очевидно, что интенсивность формирования и масштабы верхнемантийных магматических очагов при сопряженной тектономагматической активизации, к которой в случае реализации модели-1 необходимо присоединить и явление вторичного рифтинга в области торшения литосферных плит, будут зависеть от объемов еще достаточно горячей аномальной мантии, отброшенной на север во время перескока источника возмущений на юг.

Генерация тепла от аномальной мантии будет поддерживаться возбужденными верхнемантийными потоками. Об этом можно судить на основе численных решений /297/ по моделированию конвекции в континентальной верхней мантии. При установлении примерно шести развитых конвективных вихрей структура течений и изо-

терм нестационарна и из-за обмена энергией между вихрями их интенсивность то увеличивается, то уменьшается. Вероятнее всего, с нестационарностью этого процесса связаны сильные вариации состава и глубины формирования магматических очагов (субщелочных андезитоидных - для Калайхумб-Сауксайской группы зон и щелочно-базальтоидных - для Гиссаро-Алая). Общая картина существенно меняется, когда в момент перескока первичного источника возмущений происходит субдукция океанической коры, которая будет продолжаться вплоть до припаивания континентального блока Гондваны к активной окраине Евразии (модель-1, см. рис.76). Опускающаяся относительно холодная плита вносит еще большую неустойчивость, ускоряя объединение вихрей /297/. Это приводит к возбуждению вихря, вращающегося по часовой стрелке, в северной "континентальной" мантии (см. рис.76). Существование этого вихря определяется погружающейся холодной плитой, а его взаимодействие с нисходящим крупномасштабным потоком под Евразийской плитой вновь приводит к формированию индуцированной конвективной ячейки. В дальнейшем, по мере выравнивания температур в погружающейся плите и ослабления возбужденного вихря, происходит поглощение крупномасштабной конвекцией индуцированного и возбужденного вихря (см. рис.76, а, б). О принципиальной возможности такого источника тепла, т.е. индуцированной конвекции, созданной крупномасштабным верхнемантийным потоком и вихрем, возбуждаемым субдуцируемой плитой, может свидетельствовать работа /319/. В конечном счете это определяет возможность повторного реологического расслаивания коры (вторичного рифтинга) в области торшения континентального блока с окраиной Евразии.

Приведенные рассуждения иллюстрируют принципиальную возможность построения количественных моделей с учетом термомеханических и гидродинамических свойств среды, удовлетворительно объясняющих как явление сопряженной тектономагматической активизации (модель-2), так и появление вторичного рифтинга и пострифтового орогена (модель-1) после коллизионного сжатия. В природных условиях оба варианта, по-видимому, могут иметь место. Отметим, например, что если существование океанической коры Палеотетиса-II на настоящий момент проблематично и пока не подтверждено (или опровергнуто) геологическими данными, то существование субдуцированной (~150 км) океанической коры Неотетиса не вызывает сомнений /26,337/. На это указывает, хотя бы чрезвычайно долгий период стационарного положения нижнемантийного источника аномальной мантии под Тетис-Гималаями, охватившего как минимум 130-150 млн лет (от активного рифтинга в перми-триасе до первого коллизионного сжатия и субдукции на рубеже раннего-позднего мела). Соответственно масштабы и интенсивность магматизма, связанного с процессами орогенеза и сопряженной активизации, здесь несоизмеримо выше.

* *
*

I. Имеющиеся в настоящее время геологические и геохронологические материалы по магматизму Памиро-Гималаев не позволяют дать однозначную интерпретацию геотектонического развития этого сектора Высокой Азии в пермско-триасовое время. Даже с учетом рассмотренного выше механизма орогенеза и внутриконтинентальной субдукции в условиях мантийного диапиризма и коллизионного сжатия, геодинамическая модель становления горно-складчатых сооружений индосинд может быть решена двояко: либо с позиций вторичного рифтинга в области торшения континентальных блоков (террейнов) Гондваны с активной окраиной Евразии, либо

с позиций миграции орогенно-геосинклинального режима от варисцид к ранним киммеридам, затем - к поздним киммеридам и, наконец, - альпидам.

2. Отличие той и другой модели заключается лишь в оценке масштабов растяжения коры в каменноугольно-пермское время на месте современных Памиро-Гималайских горных цепей, а соответственно, и масштабов миграции континентальных блоков. Согласно первой модели сокращение первоначальной ширины региона в пермско-триасовое время обеспечивалось как субдукцией океанической коры Палеотетиса-П, так и внутриконтинентальной субдукцией; согласно второй модели, - только внутриконтинентальной субдукцией. Ключевым является изучение петрологии и определение возраста Корумдинской зоны Юго-Западного Памира, которая пока может быть проинтерпретирована: 1) в качестве реликтового (субдуктивного) краевого вулканоплутонического пояса с известково-щелочным габбро-гранитным магматизмом андийского типа (C_3+P_1), 2) в качестве более сложного примера геологического расслоения континентальной коры при активном рифтинге и последующей внутриконтинентальной субдукции (T_1+T_3), 3) в качестве какого-то более древнего гранитоидного комплекса кристаллического фундамента Юго-Западного Памира, не имеющего отношения к обсуждаемой нами проблеме.

В области региональной геологии и петрологии главным итогом является выделение и монографическое описание раннемезозойского тектономагматического цикла, в течение которого в зоне сочленения Юго-Западного и Юго-Восточного Памира был сформирован крупный ареал метаморфических, ультраметаморфических и магматических пород. Тем самым получил подтверждение сделанный ранее на основе стратиграфических исследований вывод В.И.Дронова /72/ о широком проявлении на Южном Памире и в сопредельных структурах Афганистана индосинийской (верхнеорийской) фазы складчатости, имеющей завершённый характер. Показано, что в формировании индосинид Южного Памира выделяются: рифтовая стадия с бимодальным магматизмом (T_1 ?- T_{2-3}), орогенная стадия с внутриконтинентальной субдукцией (T_3) и габбро-гранитным магматизмом, посторогенная стадия с субплатформенным режимом и редкометалльными гранитами.

Установлено, что на стадии рифтинга, кроме магматических формаций, проявившихся в приповерхностных и гипабиссальных условиях (базальт-пикробазальтовая повышенной щелочности, дацит-риолитовая низкой щелочности, резко угнетённые гипербазитовая и габбро-плагиогранофировая), широко развиты инъекционные тела гнейсотоналит-гнейсогранитов и автохтонные калиевые мигматит-граниты абиссальной фации глубинности. Сравнительное изучение магматических комплексов близкого возраста, но резко различных фаций глубинности стало возможным, благодаря мощным альпийским тектоническим движениям, приведшим к совмещению тех и других на современном уровне эрозионного среза. Инъекционные гнейсотоналиты и автохтонные калиевые мигматит-граниты в совокупности образуют единый крупный внутрикоровый очаг ("гранитную астенолинзу") с долей расплавленного субстрата не менее ~ 40-50 % и резко повышенным температурным градиентом ($P_1 \sim 2,5-3,5$ кбар, $T_1 \sim 650-750$ °C; $P_2 \sim 6$ кбар, $T_2 \sim 1000$ °C). Характерная особенность внутрикорового очага - широкое развитие субщелочных базит-пикробазитов, эволюционировавших в антидромной последовательности и слагающих до-, син- и постконсолидационные будинаж-комплексы и дайковые пояса, в том числе с Cu-Ni-оруденением. Тесная пространственно-временная сопряжённость базит-пикробазитов и мигматит-гранитов, их корреляция по возрасту и составу с рифтогенными магматическими ассоциациями эффузивно-гипабиссальной фации глубинности свидетельствуют о формировании тех и других в условиях мантийного диапиризма.

Этот вывод, с учетом полученных данных по латерально-временной зональности гранитоидов, позволил рассмотреть эволюцию орогенного магматизма в условиях геологической расслоенности литосферы и внутриконтинентальной субдукции. Согласно предлагаемой модели, тангенциальное сжатие сначала приводит к деформации внутрикоровой мигматит-гранитной астенолинзы, что сопровождается интрузиями тоналит-гранитного состава в верхние слои земной коры и одновременным вдавливанием нижнекоревой вязкопластичной массы под границу Мохоровичича (субдукция типа Амштуца). В присутствии аномальной мантии "удвоение" континентальной коры сопровождается эклогитизацией гранулитобазитов и интенсивным удалением вверх легкоплавого вещества в виде высокотемпературных флюидов и расплавов, несущих K, Li, Rb, F, V, Ba, Sr и другие литофильные элементы. В условиях тангенциального сжатия этот процесс приводит к формированию нижнекорового монцониитоидного (латитового) очага и к внедрению массивов монцодиорит-монцонит-гранитного состава. По-видимому, на этой же стадии или позднее образуются низкотемпературные обводненные гранит-лейкограниты в глубинных зонах стресс-метаморфизма.

Таким образом, с позиций внутриконтинентальной субдукции реологически стратифицированной коры находит объяснение полный цикл орогенного магматизма, начиная от синииверсионных и раннеорогенных тоналит-гранитных к позднеорогенным монцодиорит-монзонит-гранитным и кончая гранит-лейкогранитными интрузивными сериями.

Особое место в общем ряду магматических формаций Южного Памира занимают ранне-среднеюрские редкометалльно-плюмазитовые граниты, отвечающие посторогенной стадии инверсии горно-складчатых сооружений индосинид (пенепленизация и формирование субплатформы). Судя по составу и распределению глубинных ксенолитов, а также пространственной приуроченности гранитов этого типа к пенепленизированным структурам Юго-Восточного Памира, их аномальная обогащенность фтором, бором, редкими элементами, в том числе оловом и вольфрамом, в значительной мере определяется предшествующей в результате А-субдукции флюидной проработкой кристаллического фундамента. В этой обстановке появление аномальной мантии под метасоматизированной корой приводит к реализации механизма метаматматического гранитообразования в проницаемых зонах разломов при фильтрации редкометалльных флюидов /128, 146, 187, 256/. Источник последних, вероятнее всего, обеспечен как мантийным интрателлурическим привнесом, так и "захоронёнными" на низнекоровом уровне объемами редких и летучих элементов, локализованными в редкометалльных метасоматитах.

Стадийность формирования магматических формаций индосинийского тектономагматического цикла Южного Памира, а также её геодинамическая интерпретация удовлетворительно согласуются с петролого-геологическими материалами, опубликованными по пермско-триасовому магматизму Северного Памира /184, 185, 197/. Вместе с тем, остается нерешенной из-за неполноты геологических данных проблема Мезотетиса. В соответствии с рассматриваемой моделью орогенеза и внутриконтинентальной субдукции в условиях реологической расслоенности горно-складчатые сооружения индосинид Северного и Южного Памиров могут быть интерпретированы как результат вторичного рифтинга и коллизионного сжатия в области торшения континентальных блоков Гондваны с активной окраиной Евразии, либо как непосредственный след относительно быстрого перемещения мантийного диапира с севера на юг, вызывающего сначала рифтинг и реологическое расслаивание коры (без её океанизации), а затем коллизионный орогенез в тылу при каждом следующем перескоке. По всей вероятности, оба варианта могут быть реализованы в природных условиях.

1. Аверьянов Г.С., Павловский А.Б. Геология оловорудных районов и месторождений Памирской оловоносной области // Геология оловорудных месторождений СССР. Т.2, кн.2. - М., 1986. - С.103-110.
2. Авченко О.В. Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. - М.: Наука, 1982. - 104 с.
3. Агафонов Л.В., Еркушев Ю.А. Связь редкоземельных элементов с химизмом и серпентинизацией гипербазитов // Геохимия редкоземельных элементов в базитах и гипербазитах. - Новосибирск, 1985. - С.86-98.
4. Андреева Т.Ф., Дронов В.И. Памирская геосинклиналиная область // Стратиграфия СССР. Юрская система. - М., 1972. - С.224-237.
5. Аранович Л.Я. Бiotит-гранатовые равновесия в метапелитах // Очерки физико-химической петрологии. - М.; 1983. - С.121-136.
6. Аранович Л.Я., Лаврентьева И.В., Косякова Н.А. Бiotит-гранатовый и биотит-ортопироксеновый геотермометры: калибровка с учетом переменнойности содержания алюминия // Геохимия. - 1988. - № 5. - С.668-675.
7. Артюшков Е.В. Геодинамика. - М.: Наука, 1979. - 327 с.
8. Артюшков Е.В., Бацанин С.Ф. Об изменении теплового режима земной коры, связанного с переходом к её нижней границе аномальной мантии // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1984. - № 12. - С.3-9.
9. Артюшков Е.В., Бээр М.А. Механизм образования складчатых поясов: Казахстан, Алтай, Тянь-Шань и Памир // Внутриконтинентальные горные области: геологические и геофизические аспекты. - Иркутск, 1987. - С.273-274.
10. Афиногенова Л.Н. Основные черты эндогенной металлогении Южного Памира. - Душанбе: Дониш, 1979. - 130 с.
11. Баратов Р.Б., Бабаходжаев С.М., Кутенец В.А. и др. О возрастном расчленении магматических комплексов Таджикистана // Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат., хим. и геол. наук. - 1969. - Т.34, № 4. - С.69-82.
12. Бархатов Б.П. Тектоника Памира. - Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. - 244 с.
13. Баскина В.А. Ультракалиевые липариты Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1978. - № 1. - С.72-84.
14. Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Моссаковский А.А. Индосиниды Евразии // Геотектоника. - 1985. - № 6. - С.21-42.
15. Белоусов В.В., Беляевский Н.А. Строение литосферы по профилю ГСЗ Тянь-Шань-Памир-Гималаи // Сов. геология. - 1979. - № 1. - С.11-28.
16. Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова Э.Г. Вулканические формации. - Новосибирск: Наука, 1982. - 281 с.
17. Бiotит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма / Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В., Аранович Л.Я. и др. - М.: Наука, 1983. - 197 с.
18. Буданов В.И. Основные черты истории развития магматизма Памира // Материалы по геологии Памира. - Душанбе, 1964. - С.174-194.
19. Буданов В.И., Чернер Э.С., Соколов В.А. О протрузивной природе Биландкикского массива // Докл. АН ТаджССР. - 1978. - № 4. - С.45-49.
20. Буданов В.И., Дронов В.И. Седекский гипербазитовый комплекс (Юго-Восточный Памир) // Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат., хим. и геол. наук. - 1982. - № 4. - С.102-104.
21. Буданов В.И., Королюк В.Н., Лепезин Г.Г. Цикличность метаморфизма по данным измерения зональности в гранатах (на примере Юго-Западного Памира) // Геология и геофизика. - 1983. - № 11. - С.110-115.

22. Буданов В.И. Эндогенные формации Памира: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. - Душанбе, 1984. - 32 с.
23. Буданова К.Т., Буданов В.И. Метамагматические формации Юго-Западного Памира. - Душанбе: Дониш, 1983. - 176 с.
24. Буданова К.Т. Метаморфические формации Таджикистана: Автореф. дис.... д-ра геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1989. - 33 с.
25. Бульяков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. - М.: Наука, 1986. - 191 с.
26. Вальдия К.С. Тектоника складчатого обрамления Индийской платформы // Докл. 27-го Международ. геол. конгр. - М., 1984. - Т.5. - С.89-112.
27. Вьяклер Г. Генезис метаморфических пород. - М.: Мир, 1969. - 247 с.
28. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород // Геохимия. - 1962. - № 7. - С.555-571.
29. Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. - М.: Наука, 1980. - 192 с.
30. Винниченко Г.П. Геологические данные о возрасте гранитоидов Южно-Аличурского хребта (Южный Памир) // Докл. АН ТаджССР. - 1975. - № 8. - С.38-40.
31. Владимиров А.Г. Эволюция состава глубинных ксенолитов в связи с петрогенезисом высокоглиноземистых гранитов // Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли. - Новосибирск, 1986. - Т.2. - С.124-125.
32. Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Смирнов В.Н. О полихронной природе Памирско-Шугнанского плутона высокоглиноземистых гранитов (Юго-Западный Памир) // Докл. АН ТаджССР. - 1987. - Т.XXX, № 1. - С.52-55.
33. Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Чупин В.П. и др. Петрология высокоглиноземистых гранитов памирского комплекса (Юго-Западный Памир) // Геология и геофизика. - 1988. - № 12. - С.87-95.
34. Владимиров А.Г., Каргополов С.А., Малых М.М., Сероглазов В.В. Петрология мигматит-гранитов низких давлений (на примере гунтского комплекса Южного Памира). - Новосибирск, 1989. - 40 с. (Препр./ ИГиГ СО АН СССР; № 5).
35. Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Беляева Р.Т. и др. Олово-вольфрамоносные редкометалльные граниты Юго-Восточного Памира // Геология и геофизика. - 1990. - № 9. - С.63-70.
36. Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Майорова О.Н. Типохимизм гранатов в высокоглиноземистых гранитах и пегматитах Памирско-Шугнанского плутона, Южный Памир // Критерии оценки эволюции параметров метаморфизма. - Новосибирск, 1990. - С.122-140.
37. Владимиров А.Г., Беляева Р.Т., Пономарчук В.А. Позднемезозойский магматизм Южного Памира // Гранитоидный магматизм и оруденение Базардаринского горно-рудного района. - Новосибирск, 1990. - С.19-69.
38. Владимиров А.Г., Халилов В.А., Малых М.М., Руднев С.Н. Триасовые мигматит-граниты Южного Памира (по данным U-Rb-датирования) // Докл. АН СССР. - 1990. - Т.312, № 4. - С.940-943.
39. Владимиров А.Г., Титов А.В., Чупин В.П. Минералогические и термобаро-геохимические признаки смешения базитовых и гранитных расплавов (на примере гибридных даек Аличурского плутона, Южный Памир) // Докл. АН СССР. - 1990. - Т.314, № 4. - С.932-935.
40. Вольнов В.А. Геологические предпосылки поисков промышленных медно-никелевых месторождений в Таджикистане // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Украины, Урала, Сибири и Дальнего Востока. - Апатиты, 1988. - С.56-59.

41. Вонгаз Л.Б. О структурно-формационных этапах мезо-кайнозойского осадочного чехла и развитии структуры Афгано-Таджикской впадины // Тр. ВНИГРИ. - 1972. - Вып.122. - С.66-80.
42. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы/ Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарева А.П., Тяя В.Д. - Новосибирск: Наука, 1972. - 245 с.
43. Габброидные формации Западной Монголии / Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П. и др. - Новосибирск: Наука, 1990. - 269 с.
44. Геология и полезные ископаемые Афганистана. Кн.1 / Под ред. Ш.Абдуллы, В.М.Чмырева и В.И.Дронова. - М.: Недра, 1980. - 536 с.
45. Геология окраинных бассейнов / Под ред. В.П.Кокелаара и М.Ф.Хауэлса.- М.: Мир, 1987. - 461 с.
46. Геологическая карта Казахстана и Средней Азии. Масштаб 1:500 000. - Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1981.
47. Геологическая карта Таджикской ССР и прилегающих территорий. Масштаб 1:500 000 / Под ред. Н.Г.Власова, Ю.А.Дьякова, Э.С.Чернера. (1984 г.) - Л.: ВСЕГЕИ, 1989. - 6 п.л. с прилож.
48. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья / Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С. - Новосибирск: Наука, 1984. - 215 с.
49. Геохимия элементов группы железа в эндогенном процессе. - Новосибирск: Наука, 1985. - 200 с.
50. Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. - Новосибирск: Наука, 1981. - 192 с.
51. Глотов А.И., Малых М.М., Подлипский М.Ю. Геохимия никеленосного пикритоидного комплекса Юго-Западного Памира // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогноза. - Иркутск, 1990. - С.144-147.
52. Глубинные включения в гранитоидах складчатых областей / Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Каргополов С.А. и др. - Новосибирск: Наука, 1990. - 142 с.
53. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия / Под ред. В.С.Соболева, Н.Л.Добрецова, Н.В.Соболева. - Новосибирск: Наука, 1975. - 271 с.
54. Горбачев Н.С., Каширцева Г.А. Флюидно-магматическая дифференциация базальтовых магм и магматическое сульфидообразование // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. - М., 1986. - С.98-119.
55. Грант Д. Фазовые равновесия при частичном плавлении пелитовых пород // Мигматиты. - М., 1988. - С.110-173.
56. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. - М.: Недра, 1987. - 284 с.
57. Грачев А.Ф., Шарков Е.В. Петрохимические особенности неоген-четвертичных платобазальтов Аравии и Северной Африки // Магматизм рифтов. Петрология, эволюция, геодинамика. - М., 1989. - С.112-120.
58. Губин И.Е. Памир и сопредельная сторона // Изв. Тадж. фил. АН СССР. - 1943. - № 2. - С.101-117.
59. Давыдченко А.Г. К тектонике Юго-Западного Памира // Материалы по геологии Памира. Вып.2. - Душанбе, 1964. - С.101-111.
60. Дмитриев Э.А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. - Душанбе: Дониш, 1976. - 192 с.
61. Добрецов Г.Л., Добрецов Н.Л. Возможная модель магматического процесса // Геология и геофизика. - 1974. - № 5. - С.130-138.
62. Добрецов Г.Л. Варисский гранитоидный магматизм Казахстана (геология, формации, генетические модели). - Л.: Недра, 1985. - 251 с.
63. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. - Новосибирск: Наука, 1980. - 200 с.

64. Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. - М.: Недра, 1981. - 235 с.
65. Добрецов Н.Л., Добрецов Г.Л. К проблемам генезиса щелочносалических пород // Геология и геофизика. - 1983. - № 1. - С.44-52.
66. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Динамика зон субдукции: модели формирования аккреционного клина и подъема глаукофановых сланцев и эклогитов // Геология и геофизика. - 1991. - № 3. - С.4-20.
67. Дронов В.И., Левен Э.Я. К вопросу о геологии Юго-Восточного Памира // Сов. геология. - 1961. - № II. - С.21-36.
68. Дронов В.И. Рушанский комплекс // Материалы по геологии Памира. Вып. I. - Душанбе, 1963. - С.38-52.
69. Дронов В.И. О южной границе Центрального Памира // Материалы по геологии Памира. Вып. III. - Душанбе, 1964. - С.133-137.
70. Дронов В.И. О южной границе распространения толщ рушанско-шартского комплекса // Докл. АН ТаджССР. - 1965. - Т. VII, № 2. - С.24-26.
71. Дронов В.И., Андреева Т.Ф. Структурно-фациальное районирование Памира // Описание маршрута экскурсии и разрезов юрских отложений Памира: Путеводитель экскурсии по разрезам юрской системы Узбекистана и Таджикистана. - Ташкент, 1968. - 28 с.
72. Дронов В.И. Триасовый этап в истории геологического развития Памира и Афганистана (Афгано-Южно-Памирская складчатая область): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - М.: ГИН АН СССР, 1982. - 28 с.
73. Дронов В.И., Мельникова Г.К. Новые триасовые (верхненорийские) свиты в Осевой зоне Юго-Восточного Памира // Докл. АН ТаджССР. - 1982. - Т. 25, № 3. - С.171-172.
74. Дронов В.И. Основные структуры Таджикской депрессии и Гиндукуша // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. - М., 1983. - С.123-132.
75. Дронов В.И., Абдулла Ш. Тектоника Афгано-Южно-Таджикского сектора азиатской части Тетиса // Докл. 27-го Международ. геол. конгр. - М., 1984. - Т. 5. - С.79-89.
76. Дронов В.И., Мельникова Г.К. Стратиграфия верхнетриасовых отложений Осевой и Переходной зон Юго-Восточного Памира // Геология и геофизика Таджикистана. Вып. I. - Душанбе, 1985. - С.205-226.
77. Дронов В.И. Стратиграфия доюрских (Р-Т) вулканогенно-осадочных толщ в бассейнах рек Башгумбез, Ирикяк, Седек, Ташджилга (Юго-Восточный Памир) // Докл. АН ТаджССР. - 1986. - № 9. - С.549-553.
78. Дронов В.И., Бронникова А.М. Стратиграфия и возраст южнокараджилгинской серии (Р₃-N₁) на Юго-Восточном Памире // Изв. АН ТаджССР. - 1986. - № 4. - С.120-121.
79. Дронов В.И., Буданова К.Т. Североаличурская серия в бассейнах рек Зурчерпек и Каттамарджанай (Юго-Восточный Памир) // Докл. АН ТаджССР. - 1986. - № 1. - С.41-44.
80. Дронов В.И. Вулканогенный тип триасовых отложений Юго-Восточного Памира (бассейн р. Каттамарджанай) // Докл. АН СССР. - 1988. - Т. 303, № 2. - С.437-440.
81. Дронов В.И., Бронникова А.М. Стратиграфия и возраст тешикташской вулканогенной серии в Кызылрабатском районе (Юго-Восточный Памир) // Докл. АН ТаджССР. - 1988. - № 1. - С.54-57.
82. Дронов В.И., Левен Э.Я., Новиков В.П. О случае переотложения органических остатков и возрасте североаличурской серии (Юго-Восточный Памир) // Изв. вузов. Геология и разведка. - 1989. - № 5. - С.18-26.

83. Дронов В.И., Левен Э.Я. Пермские фораминиферные комплексы из одистолитов Юго-Восточного Памира // Докл. АН СССР. - 1990. - Т.311, № 3. - С.693-697.
84. Дронов В.И., Буданов В.И. Пермские вулканиты восточной части Рушан-Пшартского Памира // Докл. АН Таджикистана. - 1991. - № 4.
85. Дронов В.И., Буданов В.И. Триасовые вулканиты восточной части Рушан-Пшартского Памира // Там же. - № 5
86. Другова Г.М., Московченко Н.И., Садова И.С. и др. Эволюция метаморфизма в фундаменте фанерозойских складчатых областей // Термодинамический режим метаморфизма. - Л., 1976. - С.240-250.
87. Дук Г.Г. Основные структурно-петрологические особенности рифейских зеленосланцевых и глаукофан-зеленосланцевых поясов (на примере Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны) // Проблемы магматизма и метаморфизма Восточной Азии. - Новосибирск, 1990. - С.69-77.
88. Дун Шеньбао. Основные черты и распространение глаукофансланцевых поясов в Китае // Там же. - С.55-68.
89. Дуткевич Г.А. Пермские отложения Средней Азии // Проблемы советской геологии. - 1937. - Т.7, № 7. - С.603-606.
90. Еремич Г.Г. Фанерозойский рифто- и орогенез Высокой Азии // Геология и геофизика. - 1992. - № 5. - С.31-40.
91. Еремич Г.Г. Особенности рифтоорогенеза в Памиро-Гималайском секторе Азии // Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений Юга Сибири. - Новосибирск, 1991. - С.187-188.
92. Ермолов П.В., Евтушенко О.П. Проблемы изучения и картирования порфировых пород на Рудном Алтае // Изв. АН КазССР. Сер.геол. - 1986. - № 4. - С.16-24.
93. Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. Монголо-Забайкальская щелочногранитная провинция. - М.: Наука, 1985. - 231 с.
94. Запрометов В.Ю., Попов В.И., Гончар Л.Д. и др. О позднепалеозойских флишеидных формациях Средней Азии // Осадочные формации Средней Азии. - М., 1988. - С.136-144.
95. Земная кора и верхняя мантия Таджикистана. - Душанбе: Дониш, 1981. - 283 с.
96. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. - М.: Наука, 1976. - 226 с.
97. Иванов В.С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1970. - № 7. - С.20-30.
98. Изох Э.П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. - Новосибирск: Наука, 1965. - 140 с.
99. Изох Э.П. Габбро-гранитные плутонические серии как индикаторы глубинных процессов // Кора и верхняя мантия Земли. - М., 1975. - С.35-57.
100. Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. - М.: Недра, 1978. - 128 с.
101. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение / Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. - М., Наука, 1967. - 382 с.
102. Кадик А.А., Шилобреева С.Н., Ахманова М.В. и др. Растворимость CO_2 в расплавах щелочного состава на примере системы альбит-кремнезем (65:35) // Геохимия. - 1981. - № 1. - С.63-70.

103. Кадик А.А., Френкель М.Я. Декомпрессия пород коры и верхней мантии как механизм образования магм. - М.: Наука, 1982. - 120 с.
104. Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. - М.: Наука, 1990. - 340 с.
105. Казьмин В.Г. Коллизия и рифтогенез в истории океана Тетис // Геотектоника. - 1989. - № 5. - С.14-22.
106. Казьмин В.Г. Формирование высоких плато в условиях растяжения // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. - Новосибирск, 1990. - С.329-336.
107. Каргополов С.А. Метаморфизм мугурского зонального комплекса (Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. - 1991. - № 3. - С.109-119.
108. Карякин А.П. Особенности докембрийского метаморфизма Северного Памира. - Докл. АН ТаджССР. - 1978. - № 10. - С.23-27.
109. Карякин А.П. Высокотемпературные ассоциации аличурской серии // Докл. АН ТаджССР. - 1982. - № 12. - С.738-740.
110. Карякин А.П. Коматииты зонального гранулитового комплекса Юго-Западного Памира // Докл. АН СССР. - 1983. - Т.273, № 2. - С.426-428.
111. Карякин А.П. Метаморфическая зональность в метаморфических гранитоидах и пегматитах (Юго-Западный Памир) // Докл. АН СССР. - 1983. - Т.268, № 2. - С.402-405.
112. Карякин А.П. Высокоглиноземистые гранитоиды Памирско-Шугнанского комплекса (Юго-Западный Памир) // Гранитоиды - индикаторы глубинного строения земной коры. - Новосибирск, 1985. - С.113-151.
113. Кележинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. - М.: Наука, 1979. - 312 с.
114. Кележинская К.Б., Жираковский В.Ю., Кележинская В.В. Минералогические критерии структурно-метаморфической эволюции земной коры Баян-Хонгорской зоны (МНР) // Геология и геофизика. - 1987. - № 8. - С.63-70.
115. Керчман В.И. Задачи растекания и выдавливания слоя нелинейно-вязкой жидкости // Прикл. математика и механика. - 1990. - Т.54, № 2. - С.250-257.
116. Керчман В.И., Лобковский Л.Ч. Особенности строения, сейсмичности и теплового режима коллизионных поясов, обусловленные внутриконтинентальной субдукцией // Докл. АН СССР. - 1990. - Т.312, № 4. - С.836-838.
117. Классификация и номенклатура магматических горных пород / Отв. ред. О.А.Богатиков. - М.: Недра, 1981. - 160 с.
118. Клунников С.И., Попов В.И. Метаморфическая толща Юго-Западного Памира // Тр. Таджикско-Памирской экспедиции. Вып.69. - М., Л., 1939. - 101 с.
119. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. - Новосибирск: Наука, 1977. - 205 с.
120. Коваленко В.И., Коваль В.П., Конусова В.В. и др. К геохимии редкоземельных элементов в интрузивных породах известково-щелочной серии // Геохимия. - 1983. - № 2. - С.172-188.
121. Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Яромлюк В.В. Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность: На примере позднелпалеозойского вулканического пояса Монголии // Геотектоника. - 1983. - № 6. - С.54-66.
122. Коваленко Н.И. Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. - М.: Наука, 1979. - 152 с.
123. Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. - М.: Наука, 1985. - 303 с.

124. Колман Р.Г. Офиолиты. - М.: Мир, 1979. - 261 с.
125. Колман Р.Г., Донато М.М. Ещё раз об океанических плагиогранитах // Трондземиты, дациты и связанные с ними породы. - М., 1983. - С.118-130.
126. Конников Э.Г., Ермолов П.В., Добрецов Г.Л. Петрология сининверсионных габбро-гранитных серий (Восточный Казахстан). - Новосибирск: Наука, 1977.- 142 с.
127. Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1952. - № 2. - С.56-59.
128. Коржинский Д.С. Метамагматические процессы // Изв. АН СССР. Сер.геол. - 1973. - № 12. - С.3-6.
129. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. - М.: Наука, 1979.- 264 с.
130. Кривенко А.П. Габброидные формации Центрально-Азиатского пояса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин.наук. - Новосибирск, 1984. - 20 с.
131. Критерии надежности методов радиологического датирования / Шанин Л.Л., Волков В.Н., Пицарев М.М. и др. - М.: Наука, 1979. - 207 с.
132. Кузнецов А.Д., Эпельбаум М.Б. Эвтектические соотношения в открытых системах с вполне подвижными компонентами. - М.: Наука, 1985. - 110 с.
133. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. - М.: Недра, 1964. - 387 с.
134. Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Гранитоидный магматизм и тектоника // Геология и геофизика. - 1967. - № 10. - С.108-121.
135. Кузнецов Ю.А., Йзох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования // Проблемы петрологии и генетической минералогии. - М., 1969. - Т.1. - С.7-20.
136. Кучай В.К. Современная динамика Земли и орогенез Памиро-Тянь-Шаня. - М.: Наука, 1983. - 208 с.
137. Кучай В.К., Тычков С.А., Еремин Г.Г. Динамика геологически расслоенной литосферы // Литосфера и астеносфера континентов и океанов. - Новосибирск, 1985. - С.81-92.
138. Кучай В.К., Тычков С.А. Геодинамические следствия внутрикорового волновода // Геология и геофизика. - 1986. - № 5. - С.67-74.
139. Кучай В.К., Тычков С.А., Еремин Г.Г. Внутриконтинентальный орогенез в геологически расслоенной литосфере // Внутриконтинентальные горячие области: геологические и геофизические аспекты. - Иркутск, 1987. - 372 с.
140. Кучай В.К., Еремин Г.Г. Астеноканалы переходной зоны от Памира к Тянь-Шаню // Геология и геофизика. - 1990. - № 2. - С.37-46.
141. Кучай В.К., Еремин Г.Г. Напряжения и деформации в геологически расслоенной литосфере (на примере зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню) // Геология и геофизика. - 1990. - № 5. - С.104-112.
142. Левен Э.Я. Стратиграфия и фузулиниды пермских отложений Памира. - М.: Наука, 1967. - 224 с.
143. Левен Э.Я., Дмитриев В.Ю., Новиков В.П. Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме пермских отложений Средней Азии (Памирский субрегион). - Душанбе: Донитш, 1989. - 60 с.
144. Леонтьев А.Н., Попов В.С. Возрастные ряды позднепалеозойских гранитоидов Казахстана и проблемы их корреляции // Металлогения и геологические исследования. - М., 1973. - С.3-16.
145. Лелезин Г.Г., Королюк В.Н. Динамика роста зональных гранатов в дивариантных равновесиях // Геология и геофизика. - 1984. - № 12. - С.116-126.

146. Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. - Новосибирск: Наука, 1975. - 218 с.

147. Летников Ф.А., Леонтьев А.Н., Гантимура Т.П. Флюидный режим гранитообразования. - Новосибирск: Наука, 1981. - 181 с.

148. Литвиновский Б.А. Магмообразование в условиях ограниченного поступления глубинных флюидов // Гранитоиды-индикаторы глубинного строения земной коры. - Новосибирск, 1985. - С.27-41.

149. Литвиновский Б.А., Подладчиков Ю.Ю. Динамика выплавления кислых магм в условиях лимитированного притока глубинных флюидов // Информация о новых экспериментальных работах в области геохимии глубинных процессов. - М., 1988. - 47 с.

150. Литвиновский Б.А. Условия генерации кислых магм при активизации подвижных поясов // Проблемы магматизма и метаморфизма Восточной Азии. - Новосибирск, 1990. - С.151-163.

151. Литвиновский Б.А., Добрецов Н.Л. Особенности пермско-триасового гранитоидного магматизма и вулканизма Восточной Азии // Там же. - С.78-82.

152. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусной тектоники плит. - М.: Наука, 1988. - 251 с.

153. Лутков В.С. Оловоносные гранитоидные формации Северного Памира // Сов. геология. - 1968. - № 6. - С.36-49.

154. Лутков В.С., Халилов М.Х., Козырев В.И. О минералогическо-геохимических критериях корреляции магматических комплексов (на примере Северного Памира) // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1972. - № 5. - С.90-107.

155. Лутков В.С., Могаровский В.В. Петролого-геохимические аспекты формирования высокоглиноземистых гранитов Памира (на примере Памирско-Шугнанского плутона). - Душанбе, 1976. - 31 с. (Деп. в ВИНТИ; № 3180-76).

156. Лутков В.С. Чарнокиты Памира: вещественный состав, ксенолиты, происхождение // Глубинные включения и петрогенезис интрузивных чарнокитоидов. - Апатиты, 1990. - С.8-28.

157. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. - М.: Недра, 1980. - 247 с.

158. Ляхович В.В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. - М.: Недра, 1972. - 198 с.

159. Магматизм рифтов (петрология, эволюция, геодинамика) / Под ред. О.А.Богатикова. - М.: Наука, 1989. - 213 с.

160. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана / Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В. и др. - М.: Наука, 1982. - 248 с.

161. Магматические горные породы. Т.6. Эволюция магматизма в истории Земли / Богатиков О.А., Богданова С.Б., Борчук А.М. и др. - М.: Наука, 1987. - 439 с.

162. Маракушев А.А., Тарарин И.А., Зелишак Б.А. Минеральные фации кислотности-щелочности гранитоидов, бедных кальцием // Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. - М., 1966. - С.5-72.

163. Маракушев А.А. Петрология. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. - 308 с.

164. Медь-никеленосные габброидные формации, габброидные формации складчатых областей Сибири / Под ред. А.П.Кривенко. Г.В.Полякова. - Новосибирск, 1990. - 235 с.

165. Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. - М.: Мир, 1971. - 328 с.

166. Месхи А.М. Магматические комплексы Юго-Восточного Памира // Материалы по геологии Памира. Вып.2. - Душанбе, 1964. - С.195-213.

167. Мигматиты / Под ред. Дж.Р.Эшурта. - М.: Мир, 1988. - 341 с.
168. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. - М.: Мир, 1984. - 496 с.
169. Могаровский В.В., Идрисова Л.В. Высокоглиноземистые граниты Южного Памира // Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания. - Душанбе, 1971. - С.43-44.
170. Могаровский В.В. Геохимия редких элементов интрузивных пород Таджикистана. - Душанбе: Дониш, 1987. - 295 с.
171. Московченко М.И. Высокобарические комплексы докембрия в складчатых поясах фанерозоя. - Л.: Наука, 1982. - 160 с.
172. Мэннинг Д., Пишаван М. Экспериментальные исследования роли фтора и бора в образовании поздних гранитных пород и связанного с ними оруденения // Докл. 27-го Международ. геол. конгр. - М., 1984. - Т.9. - С.166-174.
173. Налетов Б.Ф. Корреляция химизма базитов и гранитоидов в базит-гранитоидных сериях // Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. - Новосибирск, 1978. - С.45-56.
174. Наливкин Д.В. Очерк геологии Туркестана. - Ташкент; Москва: Изд-во Самарканд. ун-та, 1926. - 184 с.
175. Нарижнев В.В., Стеблова В.М., Давидзон Р.С. Об интрузивной природе и возрасте ультраосновных пород Северного Памира // Сов. геология. - 1977. - № 4. - С.152-155.
176. Нарижнев В.В., Стеблова В.М., Сгибнев В.И. О проявлении позднетриасового вулканизма на Юго-Западном Дарвазе // Докл. АН ТаджССР. - 1978. - № 5. - С.42-45.
177. Нарижнев В.В. О выделении интрузий мынтеккинского комплекса на Юго-Западном Дарвазе // Там же. - № II. - С.43-46.
178. Новиков В.П., Володин П.К. Новые данные о составе и титанистости тахтабулакской свиты на Юго-Восточном Памире // Докл. АН ТаджССР. - 1977. - № 8. - С.50-53.
179. Новиков В.П. Титаносодержащая вулканогенно-осадочная формация верхней перми Юго-Восточного Памира: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - М.: МГРИ, 1979. - 24 с.
180. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана) / Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. и др. - Новосибирск: Наука, 1983. - 206 с.
181. Пашков Б.Р. Основные особенности строения массивов древних метаморфизованных пород Афгано-Памирской области // Геотектоника. - 1975. - № 5. - С.81-96.
182. Пашков Б.Р., Швольман В.А. Рифтогенные окраины Тетиса на Памире // Геотектоника. - 1979. - № 6. - С.42-57.
183. Пашков Б.Р., Буданов В.И. Тектоника зоны сочленения Юго-Восточного и Юго-Западного Памира // Геотектоника. - 1990. - № 3. - С.70-79.
184. Петрография Таджикистана (Памир). Т.2 - Душанбе: Дониш, 1988. - 241 с.
185. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая / Под ред. Р.Б.Баратова. - Душанбе: Дониш, 1978. - 343 с.
186. Петрология кордиеритовых гранитов Башгумбезского массива / Владимиров А.Г., Беляева Р.Т., Верхотуров В.Е. и др. - Новосибирск: Наука, 1987. - 96 с.
187. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы / Ф.А.Летников, Г.Д.Феоктистов, Н.В.Вилор и др. - Новосибирск, Наука, 1988. - 176 с.

188. Пейве А.В. Геология сегодня и завтра // Природа. - 1977. - № 6. С.3-7.
189. Пейве А.В., Книшпер А.Л., Марков М.С. и др. Формирование земной коры континентов // Геотектоника. - 1985. - № 3. - С.75-76.
190. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения / Изох Э.П., Колмак Л.М., Наговская Т.И. и др. - М.: Госгеолтехиздат, 1957. - 248 с.
191. Поляков Г.В., Балыкин П.А., Глотов А.И. и др. Пермотриасовая коматит-базальтовая ассоциация зоны Шонгда (Северо-Западный Вьетнам) // Докл. АН СССР. - 1991. - Т.318, № 4. - С.968-971.
192. Пономарева А.П. Приконтактные явления магматического этапа в гранитоидных интрузивах: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин.наук. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. - 32 с.
193. Попов В.С., Изох Э.П., Ферштатер Г.Б. Корреляция герцинских интрузивных серий Южного Урала, Тянь-Шаня, Центрального Казахстана и Юго-Западного Алтая // Геология и геофизика. - 1975. - № 7. - С.60-71.
194. Попов В.С. О происхождении 1-гранитоидов // Гранитоиды - индикаторы глубинного строения земной коры. - Новосибирск, 1985. - С.14-26.
195. Породообразующие пироксены / Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А. - М.: Наука, 1971. - 454 с.
196. Пузанков Ю.М., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Мельгунов С.В. Ассоциация естественных радиоактивных элементов при коровом гранитообразовании (на примере Памирско-Шугнанского плутона, Юго-Западный Памир) // Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных и магматических комплексах. - Новосибирск, 1991. - С.39-53.
197. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. - Душанбе: Дониш, 1976. - 268 с.
198. Резанов И.А., Файтельсон А.Ш., Краснопевцева Г.В. Природа границы Мохоровичича. - М.: Недра, 1984. - 217 с.
199. Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. - М.: Наука, 1990. - 180 с.
200. Романько Е.Ф., Стажило-Алексеев К.Ф. К геологии Билянджикской офиолитовой трещинной интрузии (Северный Памир) // Материалы по геологии Памира. Вып.1. - Душанбе, 1963. - С.234-242.
201. Россровский Л.Н., Коноваленко С.И. О Южно-Азиатском пегматитовом поясе // Докл. АН СССР. - 1976. - Т.229, № 3. - С.695-698.
202. Россровский Л.Н., Буданов В.И. Геологическая позиция массивов пегматитоносных гранитов Южного Памира и Гиндукуша // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1978. - № 12. - С.131-136.
203. Руднев С.Н. Петрология высокоглиноземистых гранитоидов Памирско-Шугнанского полихронного плутона (Юго-Западный Памир): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин.наук. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. - 28 с.
204. Руднев С.Н. Типоморфные особенности цирконов из высокоглиноземистых гранитоидов Южного Памира // Минералогические аспекты петро- и рудогенеза. - Новосибирск, 1990. - С.73-90.
205. Руженцев С.В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. - М.: Наука, 1968. - 204 с.
206. Руженцев С.В., Марков М.С., Некрасов Г.Е., Бяловский С.Г. Краевые моря древних геосинклинальных областей // Геотектоника. - 1977. - № 5. - С.95-112.

207. Руженцев С.В., Поспелов И.И., Сухов А.Н. Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира // Геотектоника. - 1977. - № 4. - С.68-80.
208. Руженцев С.В., Швольман В.А., Пашков Б.Р., Поспелов И.И. Тектоническое развитие Памиро-Гималайского сектора Альпийского складчатого пояса // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. - М., 1983. - С.167-175.
209. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. - М.: Наука, 1975. - 230 с.
210. Рябчиков И.Д. Поведение калия и сопутствующих элементов в процессах глубинного петрогенезиса // Проблемы физико-химической петрологии. - М., 1979. - Т.1. - С.262-270.
211. Салтыковский А.Я., Генштафт Ю.С. Геодинамика кайнозойского вулканизма Юго-Востока Монголии. - М.: Наука, 1985. - 135 с.
212. Саргсян Г.О. Распределение Ni, Co и Mn между жидкими сульфидной и силикатной фазами // Геохимия. - 1985. - № 6. - С.796-801.
213. Смирнов Я.Б., Поляк Б.Г. Тепловой поток и некоторые энергетические аспекты геодинамики // Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. - М., 1977. - С.106-117.
214. Стеблова В.М. Геосинклинали вулканические образования Северного Памира // Сов. геология. - 1980. - № 6. - С.89-98.
215. Стеблова В.М., Нариньев В.В. Эволюционные ряды вулканических формаций Южно-Гиссарской и Северо-Памирской геосинклиналей // Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли. - Новосибирск, 1986. - Т.2. - С.11-12.
216. Сусин О.А., Верхотуров В.Е. О глубинной морфологии гранитоидных массивов Южного Памира // Сов. геология. - 1985. - № 8. - С.113-123.
217. Такур В.С. Тектоника области сочленения Гималаев и Каракорума (сутурной зоны Инд-Цонгпо) // Докл. 27-го Международ. геол. конгр.-М., 1984.- Т.5. С.113-124.
218. Тарарин И.А. Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. - М.: Наука, 1971. - 142 с.
219. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. - М.: Наука, 1977. - 279 с.
220. Таусон Л.В. Магматизм и рудообразование. - М.: Недра, 1979. - 36 с.
221. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, её состав и эволюция. - М.: Мир, 1988. - 379 с.
222. Тектоническая расслоенность литосферы / С.В.Руженцев, С.Д.Соколов, М.С.Макаров и др. - М.: Наука, 1980. - 216 с.
223. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов / В.И.Марков, В.Г.Трифонов, Д.К.Щукин и др. - М.: Наука, 1982. - 115 с.
224. Тихоокеанская окраина Азии: Магматизм. - М.: Наука, 1991. - 263 с.
225. Трифонов В.Г. Неотектоника и современные тектонические концепции // Геотектоника. - 1987. - № 1. - С.25-38.
226. Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы / Под ред. Ф.Баркера.- М.: Мир, 1983. - 481 с.
227. Трубицын В.П., Фрадков А.С. Конвекция под континентами и океанами // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1985. - № 7. - С.3-13.
228. Трубицын В.П., Фрадков А.С., Белавина Ю.Ф. Влияние субдукции на конвекцию в субокеанической мантии // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1990. - № 11. - С.34-44.
229. Туркина О.М., Владимиров А.Г., Бобров В.А., Туркин А.Н. Редкоземель-

ный состав и петрогенезис гранитоидов Аличурского полихронного плутона (Южный Памир) // Гранитоидный магматизм и оруденение Базардаринского горно-рудного района (Юго-Восточный Памир). - Новосибирск, 1990. - С.70-91.

230. Тычков С.А. Конвекция в мантии и динамике платформенных областей. - Новосибирск: Наука, 1984. - 96 с.

231. Тычков С.А. О термической природе внутрикорового волнового // Геология и геофизика. - 1986. - № 2. - С.106-109.

232. Тютин М.А., Безуглый М.М. Олово-вольфрамоносные рудномагматические системы Южного Памира // Гранитоидный магматизм и оруденение Базардаринского горно-рудного района (Юго-Восточный Памир). - Новосибирск, 1990. - С.3-19.

233. Ушакова Е.Н. Биотиты магматических пород. - Новосибирск: Наука, 1980. - 301 с.

234. Фации метаморфизма / Добрецов Н.Л., Ревертатто В.В., Соболев В.С. и др. - М.: Недра, 1970. - 432 с.

235. Фации регионального метаморфизма высоких давлений / Под ред. В.С.Соболева. - М.: Недра, 1974. - 328 с.

236. Федькин В.В., Яковлева Л.Ю. К вопросу об использовании силиката глинозема в петрологических исследованиях // Очерки физико-химической петрологии. - М., 1983. - С.137-142.

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

238. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. - М.: Наука, 1987. - 232 с.

239. Фонарев В.И., Графичиков А.А. Двупироксеновая геотермометрия (критический анализ) // Очерки физико-химической петрологии. - М., 1987. - С.118-136.

240. Фор Г. Основы изотопной геологии. - М.: Мир, 1989. - 590 с.

241. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана / Изох Э.П., Юдалевич З.А., Пономарева А.П. и др. - Новосибирск: Наука, 1975. - 516 с.

242. Фрадков А.С. Численные модели тепловой конвекции в верхней и нижней мантии Земли: Автореф. дис. ... к.ф.-м.н. - М., 1985. - 18 с.

243. Фрадков А.С. Численное моделирование конвекции в верхней и нижней мантии // Актуальные проблемы геофизики. - М., 1985. - С.35-40.

244. Фромберг Э.Д. О природе ультракалиевых липаритов // Докл. АН СССР. - 1980. - Т.235, № 3. - С.684-687.

245. Хаин В.Е. Проблемы внутриплитной и межплитной тектоники // Динамика и эволюция литосферы. - М., 1986. - С.7-15.

246. Хаин В.Е. Происхождение Центрально-Азиатского горного пояса: коллизия или диапиризм? // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. - Новосибирск, 1990. - С.5-8.

247. Хаин В.Е., Лобковский Л.И. Об особенностях формирования коллизионных орогенов // Геотектоника. - 1990. - № 6. - С.20-31.

248. Хорева Б.Я., Блюман Б.А. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. - Л.: Наука, 1974. - 214 с.

249. Хьнджес Ч. Петрология изверженных пород. - М.: Недра, 1988. - 319 с.

250. Цветков А.А., Абрамов А.В., Суханов М.К. Петрохимическая систематика магматических пород океанических островов на основе агрегационного анализа // Магматизм рифтов. Петрология. Эволюция. Геодинамика. - М., 1989. - С.162-180.

251. Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма / Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Московченко Н.И. и др. - Л.: Наука, 1978. - 285 с.

252. Чернер Э.С., Буданов В.И., Соколов В.А. Проблемы тектоники Памира // Тектоника Средиземноморского пояса. - М., 1980. - С.190-197.
253. Чиков Б.М. Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. - Новосибирск: Наука, 1978. - 294 с.
254. Чупин В.П., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Осоргин Н.Ю. Условия формирования и геохимические особенности высокоглиноземистых гранитов Памирско-Шугнанского плутона (Юго-Западный Памир) // Термобарогеохимические исследования процессов минералообразования. - Новосибирск, 1988. - С.93-100.
255. Чупин В.П. Термобарогеохимические реконструкции эндогенных процессов при формировании гранулитовых комплексов // Эволюция докембрийской литосферы. - Л., 1991. - 170 с.
256. Шарапов В.Н., Калинин А.С., Васильев Э.Н. Модель плавления пород земной коры при наличии неоднородного конвективного теплового потока // Геология и геофизика. - 1977. - № 2. - С.3-10.
257. Шарапов В.Н., Аверкин Ю.А. Динамика тепло- и массообмена в ортомагматических флюидных системах. - Новосибирск: Наука, 1990. - 199 с.
258. Швольман В.А. Мезозойский офиолитовый комплекс на Памире // Геотектоника. - 1980. - № 6. - С.72-81.
259. Шиао Шучанг, Гао Янлин. Тектоническая эволюция Тетис-Гималаев в Китае // Докл. 27-го Международ. геол. конгр. - М., 1984. - Т.5. - С.150-158.
260. Шкодзинский В.С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. - Новосибирск: Наука, 1976. - 223 с.
261. Шкодзинский В.С. Эволюция фазового состава и генезис гранитной магмы // Геохимия. - 1981. - № 1. - С.45-62.
262. Штёклин И. Орогенезис и эволюция Тетиса на Среднем Востоке: оценка современных представлений // Докл. 27-го Международ. геол. конгр. - М., 1984. - Т.5. - С.53-69.
263. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. - М.: Недра, 1980. - 431 с.
264. Эварт А. Минералогия и химизм третичных и современных дацитовых, латитовых, риолитовых и родственных салических вулканитов // Трондхемиты, дациты и связанные с ними породы. - М., 1983. - С.9-19.
265. Эвгесинклинальные габбро-гранитные серии / Ферштатер Г.Б., Малахов Л.В., Бородина Н.С. и др. - М.: Наука, 1984. - 264 с.
266. Эволюция метаморфических поясов Альпийского типа / Глебовицкий В.А., Седова И.С., Дюфур М.С. и др. - Л.: Наука, 1981. - 304 с.
267. Эпельбаум М.Б., Боголепов М.В. Флюидно-магматическое взаимодействие как фактор гранитизации // Физико-химический анализ процессов минералообразования. - М., 1989. - С.23-32.
268. Яншин А.Л., Хаин В.Е., Гатинский Ю.Г. Основные проблемы тектоники Азии // Докл. 27-го Международ. геол. конгр. - М., 1984. - Т.5. - С.3-10.
269. Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтовых структур Центральной Азии. - М.: Наука, 1983. - 196 с.
270. Ярмолюк В.В. Магматизм сложных геодинамических обстановок (на примере позднего палеозоя Центральной Азии): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин.наук. - М.: ИГЕМ АН СССР, 1988. - 47 с.
271. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. - М.: Наука, 1991. - 260 с.
272. Albuquerque C.A.R. Geochemistry of the tonalitic and granitic rocks of the Nova Scotia southern plutons // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1977. - V.41. - P.1-13.

273. Albuquerque C.A.R. Rare earth elements in "younger" granites, northern Portugal // *Lithos.* - 1978. - V.11. - P.219-229.

274. Althaus E., Karotke E., Nitsch K.H., Winkler H.G.F. An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz // *News Jahrd. Miner. Monatsh.* - 1970. - N 7. - P.325-336.

275. Barker F., Arth J.G. Generation of Trondhjemitic-tonalitic liquids and archaean bimodal trondhjemite-basalt suits // *Geology.* - 1976. - V.4. - P.596-600.

276. Blaise J., Bordet P., Carbonel J.-P., Montenat Ch. Flyshs et ophiolites dans la région de Panajaw: une suture néo-chimmerienne en Afghanistan central // *Bull. Soc. Geol. Fr.* - 1978. - V.7, N 5. - P.795-798.

277. Bohlen Steven R., Boettcher A.L., Wall V.J. and Clemens J.D. Stability of Phlogopite-Quartz and Sanidine-Quartz: A model for melting in the lower crust // *Contribs. Mineral. and Petrol.* - 1983. - V.83, N 3-4. - P.270-277.

278. Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting types of granites // *Pacific Geol.* - 1974. - V.8, N 2. - P.173-174.

279. Clark T., Naldrett A.J. The distribution of Fe and Ni between synthetic olivine and sulfide at 900 °C // *Econ. Geol.* - 1972. - V.67. - P.939-952.

280. Collin H.D. The rates of dissolution of olivine, plagioclase and quartz in a basalt melt // *Miner. mag.* - 1985. - V.49, Pt.5. - P.683-693.

281. Coombs D.S., Wilkinson J.F.G. Lineages and fraction trend in inundersaturated volcanic province (New Zealand) and related rocks // *J. Petrol.* - 1969. - V.10. - P.440-501.

282. Cullers R.L., Graf J.L. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks - ore petrogenesis // *Rare Earth Element Geochemistry.* - Amsterdam et. al. - 1984. - P.275-316.

283. Davies G.F. Viscous mantle flow under moving lithospheric plates and under subduction zones // *Geophys. J. Roy Astron. Soc.* - 1977. - V.49. - P.557-563.

284. Davies G.F. Mantle plumes, mantle stirring and hot spot chemistry // *Earth and Planet. Sci. Lett.* - 1990. - V.99. - P.94-109.

285. Debon F., Le Fort P., Sheppard S.M.F., Sonet J. The four plutonic belts of the Transhimalaya-Himalaya: a chemical, mineralogical, isotopic and chronological synthesis along a Tibet-Nepal Section // *J. Petrol.* - 1986. - V.27, Pt.1. - P.219-250.

286. Debon F., Afzali H., Le Fort P., Sonet J. Major intrusive stages in Afghanistan: typology, age and geodynamic setting // *Geol. Rundsch.* - 1987. - Bd.76, Hf.1. - S.245-264.

287. Debon F., Le Fort P., Dantel D., Sonet S., Zimmermann J.L. Granites of western Karakorum and northern Kohistan (Pakistan): a composite mid-Cretaceous to upper Cenozoic magmatism // *Lithos.* - 1987. - V.20, N 1. - P.19-40.

288. Didier J., Duthov J.L., Lameyre J. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* - 1982. - V.14, N 1,2. - P.125-132.

289. Floyd P.A., Winchester J.A. Magma type and setting discrimination using immobile elements // *Earth and Planet. Sci. Lett.* - 1975. - V.27. - P.211-218.

290. Frank W., Ganser A., Trommsdorf V. Geological observations in the Ladakh area (Himalaya): a preliminary report // *Schweiz. Miner. and Petrogr. Mitt.* - 1977. - V.57. - P.89.

291. Gaetani M., Garzanti E., Jadoul F. et al. The north Karakorum side of the Central Asia geopuzze // Geol. Soc. Amer. Bull. - 1990. - V.102, N 1. - P.54-62.

292. Gansser A. The great suture zone between Himalaya and Tibet - a preliminary account // *Eclog. Geol. Himalaya*. - 1976. - N 268. - 181 p.

293. Gansser A. The geodynamic history of the Himalaya-Zagros-Hindu Kush-Himalaya // *Geodynamic evolution*. - Washington: Amer. Geophys. Union. - 1981. - P.111-121.

294. Ghent Ed.D. Plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz: a potential geobarometer-geothermometer // *Amer. Mineral.* - 1976. - V.61, N 7-8. - P.710-714.

295. Hammarstrom J.M., Zen E-An. Aluminium in hornblende an empirical igneous geobarometer // *Amer. Mineral.* - 1986. - V.71, N 11/12. - P.1297-1313.

296. Han-Shou Lin. Geophysical basis for crustal deformation under the Tibetan Plateau // *Phys. Earth and Planet. Inter.* - 1985. - V.41. - P.170-185.

297. Hanson G.N. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition // *Earth and Planet. Sci. Lett.* - 1978. - V.38, N 1. - P.26-43.

298. Henderson P. General geochemical properties and abundances of the rare earth elements // *Rare Earth Element Geochemistry*. - Amsterdam et al., 1984. - P.1-32.

299. Holdaway M.J. Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram // *Amer. J. Sci.* - 1971. - V.271, N 2. - P.97-131.

300. Holdaway M.J., Lee S.M. Fe-Mg-cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations // *Contribs. Mineral. and Petrol.* - 1977. - V.63, N 2. - P.175-198.

301. Hollister L.S. Garnet zoning: an interpretation based on the Reyleining fractionation model // *Science*. - 1966. - V.154, N 3757. - P.1647-1651.

302. Honegger K., Dietrich V. et al. Magmatism and metamorphism in the Ladakh-Himalayas // *Earth and Planet. Sci. Lett.* - 1982. - V.60. - P.253-292.

303. Hoschek G. The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks // *Contribs. Mineral. and Petrol.* - 1969. - V.22, N 2. - P.208-232.

304. Irvine T.N., Bagarar W.R.A. A quite to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Can. J. Earth. Sci.* - 1971. - V.8. - P.523-528.

305. Kay R.W., Gast P.W. The rare earth content and origin of alkali-rich basalts // *J. Geol.* - 1973. - V.81, N 6. - P.653-682.

306. Kirby S.H. Rheology of the lithosphere // *Revs. Geophys. and Space Phys.* - 1983. - V.21. - P.1458-1487.

307. Kirby S.H., Kronenberg A.K. Rheology of the lithosphere: selected topics // *Revs. Geophys.* - 1987. - V.25. - P.1219-1244.

308. Klootwijk Ch. The drift of the India subcontinent: an interpretation of recent palaeomagnetic data // *Geol. Rundsch.* - 1976. - Bd. 65, N 3. - S.885-909.

309. Kravchenko K.N. Tectonic evolution of the Tien Shan, Pamir and Karakorum // *Geodynamics of Pakistan*. - Quetta: Geol. Surv. Pakistan. - 1979. - P.25-40.

310. Le Fort P. Himalaya: the collited range. Present knowledge of the continental arc // *Amer. J. Sci.* - 1975. - V.275A. - P.1-44.

311. Le Fort P. Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement // *J. Geophys. Res.* - 1981. - V.86, N B11. - P.10545-10568.

312. Le Fort P. Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision // Collision Tectonics: Geol. Soc. Special Publication from M.P.Coward and A.C.Ries (eds): Travaux du Centre de Recherches Petrographiques et Geochimiques. - 1986. - N 19. - P.159-172.
313. Lonker S.W. The P-T-X relations of the cordierite-garnetsillimanite-quartz equilibrium // Amer. J. Sci. - 1981. - V.281, N 8. - P.1056-1090.
314. Macdonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas // J. Petrol. - 1964. - V.5, N 1. - P.82-133.
315. Mc Elhanev M.S., Ms Sween H.Y. Petrology of the Chunky Gal Mountain mafic-ultramafic complex, North Carolina // Bull. Geol. Soc. Amer. - 1983. - V.94, N 7. - P.337-364.
316. Miller C.F., Stoddard E.F., Bradfish L.J., Dollase W.A. Composition of plutonic muscovite: genetic implications // Can. Miner. - 1981. - V.19. - P.25-34.
317. Mullen E. MnO, TiO₂, P₂O₅: a major elements discriminant for basaltic rocks of ocean environment and its implications for petrogenesis // Earth and Planet. Sci. Lett. - 1983. - V.65, N 1. - P.41-58.
318. Nockolds S.R., Allen R. The geochemistry of some igneous rock series // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1953. - V.4. - P.105-142.
319. Officer C.B., Drake C.L. Plate dynamics and isostasy in a dynamic system // J. Geophys. - 1984. - V.54, N 1. - P.1-19.
320. Olade Moses A. Early creataceous basalt volcanism and initial continental rifting in Benue Trough, Nigeria // Nature. - 1978. - V.273, N 5662. - P.458-459.
321. Olson P., Seung Nam In. Formation of seafloor swells by mantle plumes // J. Geophys. Res. - 1986. - V.91, N B7. - P.7184-7191.
322. Pearce J.A., Harris B.W.N., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. - 1984. - V.25. - P.956-983.
323. Pitcher W.S. Granite: typology, geological environments and melting relationships // Metamorphism, migmatization, melting. - Amsterdam, 1984. - P.277-286.
324. Powell C.M., Conaghan P.J. Plate tectonics and the Himalayas // Earth and Planet. Sci. Lett. - 1973. - V.20. - P.1-12.
325. Rajamani V., Naldrett A.J. Partitioning of Fe, Co, Ni and Cu between sulfide liquid and basaltic melts and the composition of Ni-Cu sulfide deposits // Econ. Geol. - 1978. - V.73, N 1. - P.82-93.
326. Ranalli G., Murphy D.C. Rheological stratification of the lithosphere // Tectonophysics. - 1987. - V.132. - P.281-295.
327. Rare earth element geochemistry / Ed. P.Henderson. - Amsterdam; Oxford; New York; Tokyo; Elsevier, 1984. - 507 p.
328. Richardson S.W., Bell P.M., Gilbert M.C. Experimental determinations of kyanite-andalusite, and andalusite-sillimanite equilibria; aluminium silicate triple point // Amer. J. Sci. - 1968. - V.267, N 3. - P.259-272.
329. Roeder P.L., Emslie R.F. Olivin-liquid equilibrium // Contribs. Mineral. and Petrol. - 1970. - V.29. - P.275-289.
330. Roeder P.L., Campbell L.H., Jamieson H.E. A re-evaluation of the olivin-spinel geothermometer // Contribs. Mineral and Petrol. - 1979. - V.68. - P.325-334.
331. Spear F.S. NaSi \rightleftharpoons CaAl exchange equilibrium between plagioclase

- and amphibole // *Contribs. Mineral. and Petrol.* - 1980. - V.72, N 1. -P.33-41.
332. Teng Jiwen, Sun Ke-Zong, Xiong Shaobai et al. Deep seismic reflection waves and structure of the crust Dang-Xung to Yedon on the Xizang plateau (Tibet) // *Phys. Earth and Planet. Inter.* - 1983. - V.31, N 9. - P.293-306.
333. Thompson A.B. Mineral reactions in pelitic rocks // *Amer. J. Sci.* - 1976. - V.276, N 4. - P.401-454.
334. Turcotte D.L., Emerman S.H. Mechanisms of active and passive rifting // *Tectonophysics.* - 1983. - V.94. - P.39-50.
335. Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust // *Bull. Geol. Soc. Amer.* - 1961. - V.72, N2. - P.175-192.
336. Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ // *Mem. Geol. Soc. Amer.* - 1958. - P.1-153.
337. Warsi W.E.K., Molnal P. Gravity, anomalies and plate tectonics // *Himalaya: Sciences de la Terre.* - Paris: CNRS. - 1977. - V.268. - P.463-478.
338. Whalen J.B., Currie C.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contribs. Mineral. and Petrol.* - 1987. - V.95. - P.407-432.
339. Wones DR, Dodge FCW. The stability of phlogopite in the presence of quartz // *Thermodynamics in Geology.* - Boston: Reidel Pub. Co. 1977. - P.229-247.
340. Wyllie P.J. Crustal anatexis: an experimental review // *Tectonophysics.* - 1977. - V.43, N 1-2. - P.41-71.

ПРЕДИСЛОВИЕ (А.Г.Владимиров)	4
Раздел 1. КРАТКИЙ ОЧЕРК ТЕКТОНИКИ, СТРАТИГРАФИИ И МЕЗО-КАЙНОВОЙСКОГО МАГМАТИЗМА ЮЖНОГО ПАМИРА	6
1.1. Тектоническое районирование Южного Памира (Э.С.Чернер)	6
1.2. Геологическая характеристика стратифицированных и метамор- фогенных образований Юго-Восточного и Юго-Западного Памира	9
1.2.1. Юго-Восточный Памир (В.И.Дронов)	9
1.2.2. Юго-Западный Памир (Э.С.Чернер, А.Г.Владимиров, М.М.Малых)	12
1.3. Схема развития индосинийского магматизма Юго-Западного и Юго-Восточного Памира (А.Г.Владимиров)	17
Раздел 2. ПОСЛЕНЕПАЛЕОЗОЙ(?)—РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ И УЛЬТРАМЕТА- МОРФИЗМ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА	19
2.1. Шахдаринская и Корумдинская зоны (А.Г.Владимиров)	19
2.1.1. Габбро-диорит-тоналит-плагииграниты корумдинской серии, С?—Р? (А.Г.Владимиров)	22
2.1.2. Гранодиорит-граниты реджистского комплекса, P_2 ?—Т (А.Г.Владимиров, С.Н.Руднев)	27
2.1.3. Гранит-лейкограниты шугнанского комплекса, T_3 (А.Г.Влади- миров, С.Н.Руднев)	32
2.2. Булдукульская зона (А.Г.Владимиров)	44
2.2.1. Кварц-диорит-тоналит-граниты тагаркакинского и южноаличур- ского комплексов, T_1 ?— T_3 (А.Г.Владимиров, М.М.Малых, Р.Т.Бе- ляева)	45
2.2.2. Ультракалиевые гранит-лейкограниты ортобузского комплекса, T_3 ? (М.М.Малых, А.Г.Владимиров)	54
2.3. Аличурская зона (А.Г.Владимиров, М.М.Малых)	56
2.3.1. Гипербазиты гармчашминского комплекса, Т? (А.И.Глотов, М.М.Малых, А.Г.Владимиров)	59
2.3.2. Субщелочные пикробазиты султарсдаринского комплекса, Т? (А.Г.Владимиров, М.М.Малых, В.В.Сероглазов)	60
2.3.3. Тоналит-гранодиорит-граниты гунтского комплекса, T_3 (А.Г.Владимиров, М.М.Малых, С.А.Каргополов)	72
2.3.4. Мигматиты и ультраметаморфогенные граниты аличурского комп- лекса, T_3 (А.Г.Владимиров, М.М.Малых, С.А.Каргополов)	81
2.3.5. Перидотит-пироксениты тупондаринского комплекса, T_3 (А.И.Глотов, М.М.Малых)	94
2.3.6. Монцодиорит-гранодиорит-граниты сереташского комплекса, T_3 ? (А.Г.Владимиров, Р.Т.Беляева)	103
Раздел 3. ПОСЛЕНЕПАЛЕОЗОЙ—РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПАМИРА (А.Г.Владимиров)	114
3.1. Пермско-триасовые вулканические ассоциации (В.И.Дронов)	115
3.1.1. Описание разрезов (В.И.Дронов, А.Г.Владимиров)	115
3.1.2. Последовательность формирования, петрохимические типы и некоторые выводы по петрологии (А.Г.Владимиров, В.И.Дронов)	126

3.2. Триасовые гипербазиты, габброиды и плагиограниты	131
3.2.1. Гипербазиты седекского комплекса, Т? (В.И.Дронов)	131
3.2.2. Габбро-диабазы и плагиограниты глыксурдинской серии, Т ₂₋₃ (В.И.Дронов, А.Г.Владимиров)	132
3.2.3. Габбро-долериты зоракбуринского комплекса, Т ₃ (А.Г.Владими- ров)	134
3.3. Ранне-среднеюрские редкометалльные граниты	135
3.3.1. Описание массивов (А.Г.Владимиров, Р.Т.Беляева, С.Н.Руднев)	136
3.3.2. Схема корреляции и особенности латерально-временной зональ- ности гранитов (А.Г.Владимиров)	144
3.3.3. Петрография и минералогия (А.Г.Владимиров, С.Н.Руднев)	146
3.3.4. Петрохимия и геохимия (А.Г.Владимиров, С.Н.Руднев, Р.Т.Беля- ева)	152
3.3.5. Глубинные ксенолиты (А.Г.Владимиров)	163
3.3.6. Петрогенезис (А.Г.Владимиров)	169
Раздел 4. ОРОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ В УСЛОВИЯХ МАНТИЙНОГО ДИАПИРИЗМА И ГЕО- ЛОГИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ КОРЫ	173
4.1. Латерально-временная зональность раннемезозойских магмати- ческих формаций Южного Памира в условиях мантийного диапи- ризма и тангенциального сжатия (А.Г.Владимиров)	176
4.1.1. Геологическое расслаивание континентальной коры при появле- нии аномальной мантии	176
4.1.2. Внутриконтинентальная субдукция и орогенез	182
4.1.3. Посторогенная стадия	186
4.2. Латерально-временная зональность пермско-триасовых магмати- ческих формаций Северного Памира (А.Г.Владимиров)	190
4.3. Тектономагматическая эволюция Памиро-Гималаев в перми-триа- се: альтернативные геодинамические модели (А.Г.Владимиров, Г.Г.Бремия)	198
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (А.Г.Владимиров)	209
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	211

Утверждено к печати
Институтом геологии СО РАН

Редакторы
Р.Н.Ильина, Э.В.Белюсова

Технический редактор О.М.Вараксина

Подписано к печати 12.II.92
Бумага 60x84/16. Печ.л.:28,5+2 вкл. Уч.-изд.л.23,0.
Тираж 300. Заказ 263. Цена 25 р.

Объединенный институт геологии, геофизики
и минералогии СО РАН
Новосибирск, 90. Ротапринт.