

АКАДЕМИЯ
НАУК
СССР

ЭВОЛЮЦИЯ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ



ПОЯСОВ
АЛЬПИЙСКОГО
ТИПА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ
ДОКЕМБРИЯ

3590

ЭВОЛЮЦИЯ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ПОЯСОВ
АЛЬПИЙСКОГО
ТИПА
(Центральный Памир)



ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1981

Эволюция метаморфических поясов альпийского типа (Центральный Памир). Авт.: Глебовицкий В.А., Седова И.С. и др. Л., „Наука“, 1981. 304 с.

Рассматриваются особенности эндогенных процессов в поясах альпийского типа. Дается описание геологического строения и тектоники Центрального Памира, обосновывается покровное строение региона и аргументируется вывод об альпийском возрасте рассматриваемых эндогенных процессов. Структурный анализ метаморфических комплексов позволил составить шкалу последовательности эндогенных процессов и исследовать динамику деформаций. На основании изучения метаморфической зональности доказываемая, что процессы глубинного петрогенезиса протекали в кианит-силлиманитовых геотермических режимах. Приводимый в работе геологический, петрохимический и геохимический материал позволял установить два типа гранитообразования: существенно Na джаланский и K-Na шатпутский. Проведено специальное исследование состава флюида. Вся совокупность петрологических данных приводит к заключению о существовании единой зональности метаморфизма, метасоматоза и ультраметаморфизма благодаря причинно-следственным взаимосвязям между этими процессами и существованию стационарного восходящего потока ювенильных, восстановленных, существенно натриевых флюидов. Лит. - 186 назв., ил. - 67, табл. - 70.

Авторы: В.А. ГЛЕБОВИЦКИЙ, И.С. СЕДОВА, М.С. ДЮФУР,
Ю.В. МИЛЛЕР, Г.М. ДРУГОВА, Е.И. КРАВЦОВА

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук Ю.М. Соколов

ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОЯСОВ АЛЬПИЙСКОГО ТИПА
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ПАМИР)

Утверждено к печати
Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР

Редактор издательства Р.А. Жуков. Художник М.И. Разулович
Технический редактор А.П. Чистякова, корректоры Н.И. Журавлева, Л.Я. Комм
ИБ № 8994

Подписано к печати 12.06.81. М-29905. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная
№ 1. Печать офсетная. Печ. л. 19 + 3 вкладки (1 3/8 печ. л.) = 20,37 усл. печ. л.
Уч.-изд. л. 21,42. Тираж 600. Изд. № 7533. Тип. зак. № 625. Цена 3 р. 50 к.

Издательство „Наука“ Ленинградское отделение
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

Типография № 4 издательства „Наука“
630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25

Э — $\frac{20802-512}{055(02)-81}$ БЗ-85-74-80, 1904030000. © Издательство „Наука“, 1981 г.

Метаморфические пояса альпийского типа (Глебовицкий, 1973) развиваются в пределах латерально дифференцированных ортогеосинклинальных систем. Следствием этого является контрастность термодинамических режимов, проявленных в их пределах эндогенных процессов. Внутренние, эвгеосинклинальные, или энсиматические, зоны характеризуются метаморфизмом в условиях низких вертикальных градиентов температуры, благодаря чему достаточно высокие температуры, необходимые для преобразования суперкрупных и плутонических пород, достигаются на больших глубинах, при высоких давлениях. Есть основание полагать, что сходные геотермические режимы сохраняются и на глубинах зарождения основных и средних магм, о чем более подробно будет сказано в гл. 1 настоящей монографии. Внешние, миогеосинклинальные, или энсиалические, зоны характеризуются относительно высокоградиентными режимами метаморфизма и проявлением гранитизации, отчетливо связанной с ядрами положительных термальных структур.

Задачей настоящего исследования является анализ эндогенных процессов в аспекте их пространственной и временной взаимосвязи во внешних, энсиалических, зонах поясов альпийского типа. Несмотря на большое количество публикаций по отдельным вопросам глубинной геологии подобных структур земной коры, всесторонний анализ упомянутых явлений практически не проводился. Поэтому мы пошли не по пути обобщения накопленных данных, а сбора и изучения оригинального материала. В качестве объекта исследования была выбрана тектоническая зона Центрального Памира, являющаяся фрагментом Альпийско-Гималайской геосинклинальной системы, в западной части которой и был выделен тектонотип метаморфических поясов альпийского типа.

Решение поставленной задачи, с нашей точки зрения, возможно лишь при комплексном исследовании общей геологии Центрального Памира, его тектонического строения (гл. 2), после-

довательности и динамики деформаций суперкрустальных и плуто-нических пород (гл. 3), физико-химических условий и геохимической специализации регионального метаморфизма (гл. 4) и ультраметаморфизма, последовательности формирования и геохимических особенностей гранитоидов (гл. 5), флюидного режима эндогенных процессов (гл. 6). Конечная цель исследования – выявление генетических взаимосвязей между деформациями земной коры в целом и отдельных ее фрагментов, физико-химическими условиями и геотермическими режимами метаморфизма и ультраметаморфизма, режимами зарождения гранитных магм и становления массивов гранитоидов. Кроме того, целью работы является общий анализ связей между эндогенными процессами в энсиалических и энсиматических зонах метаморфических поясов альпийского типа (гл. 7).

Нам представляется, что решение поставленных задач не только поможет разобраться в некоторых проблемах природы метаморфизма и ультраметаморфизма, но и подойти к решению ряда вопросов глобальной тектоники. Так, например, при изучении эндогенных режимов свдвоенных метаморфических поясов альпийского типа, включающих энсиматические и энсиалические зоны, может быть получена аргументация выводов концепции плейттектоники, а особенно в той ее части, где трактуется динамика взаимодействия океанической и континентальной плит литосферы.

При подготовке рукописи к печати А.Н. Нееловым, Г.М. Ковнурко и ответственным редактором книги Ю.М. Соколовым был сделан ряд ценных замечаний. Под руководством Ф.А. Летникова были выполнены многочисленные анализы флюидов из пород рассматриваемых здесь комплексов. А.А. Москалюк проанализировала водные вытяжки из некоторых групп гранитоидов и метасоматитов. Л.П. Волкова и С.Т. Лукьянов оказали неоценимую помощь авторам в подготовке графических приложений. Мы считаем своим приятным долгом всем перечисленным товарищам выразить искреннюю благодарность.

Условные обозначения минералов

| | | | |
|-------|-------------|-------|-------------------------|
| An | – анортит | Gross | – гроссуляр |
| Act | – актинолит | Dol | – доломит |
| Alm | – альмандин | Ged | – жедрит |
| And | – андалузит | K Fsp | – калиевый полевой шпат |
| Andr | – андрадит | Cc | – кальцит |
| Ab | – альбит | Ky | – кианит |
| Bt | – биотит | Qu | – кварц |
| Hem | – гематит | Cpx | – клинопироксен |
| Gr | – гранат | Cord | – кордиерит |
| Graph | – графит | | |

| | | | |
|-----|-------------------|------|--------------|
| Mgt | - магнетит | Sil | - силлиманит |
| Mu | - мусковит | Sc | - скаполит |
| Or | - ортоклаз | Sp | - спессартин |
| Ol | - оливин | St | - ставролит |
| Pu | - пироп | Tur | - турмалин |
| Pl | - плагиоклаз | Chl | - хлорит |
| Fsp | - полевые шпаты | Chld | - хлоритоид |
| Rib | - рибекит | Ep | - эпидот |
| Hb | - роговая обманка | Aeg | - эгирин |

Альпийский тип метаморфических поясов выделен Глебовицким (1973) на основании анализа фактического материала по различным регионам и разновозрастным ортогеосинклинальным системам. В качестве же тектонотипа был выбран Альпийский пояс (рис. 1), прослеживающийся на восточном побережье Корсики, в Швейцарских и Итальянских Альпах и далее на восток через Доломитовые и Корнийские Альпы, уходящий под отложения Паннонской впадины. Породы, слагающие рассматриваемый пояс, снова появляются на поверхности южнее Белграда и тянутся почти сплошной полосой в юго-восточном направлении к г. Солоники (The map..., 1975).

Почти все проявления регионального метаморфизма сосредоточены в эвгеосинклинали и на ее границе с огибающей с севера указанную дугу миогеосинклинальной зоной (Обуэн, 1967). Термодинамические условия регионального метаморфизма в общем мало меняются на площади и чаще всего соответствуют фации зеленых сланцев (The map..., 1975). Нередко в этом однородном поле присутствуют в качестве реликтовых образований глаукофан-цоизитовые, глаукофан-гранатовые и глаукофан-лавсонитовые сланцы (Chatterjee, 1971a, и др.), с которыми тесно ассоциируются альмандиновые эклогиты и жадеитовые породы (Bearth, 1959). Отмеченные низкотемпературные изменения накладываются на породы офиолитовой серии, включающие в себя как гипербазиты (в частности, пироповые перидотиты) дунит-гарцбургитовой формации, так и габброиды, основные вулканы и вулканогенно-осадочные породы.

Характерным для Альпийского пояса, хотя и локально проявленным, является зональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа, особенно детально изученный в Швейцарских Альпах, в районе Симплонского туннеля (Chatterjee, 1961; E. Niggli, C. Niggli, 1965; Trommsdorf, 1966). Он накладывается на тектонические покровы, сложенные миогеосинклинальными терригенно-глинисто-карбонатными толщами.

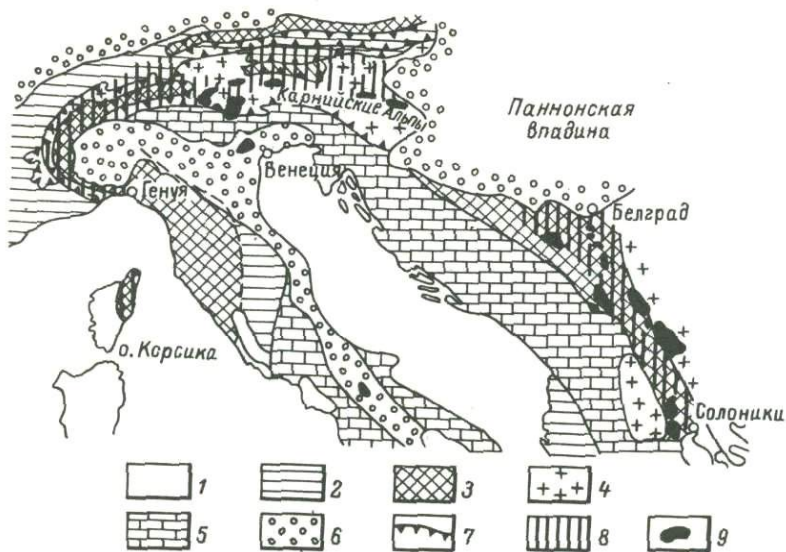


Рис. 1. Схематическая карта альпийского метаморфического пояса (Обуэн, 1967).

1 - позднегеосинклинальные впадины с терригенным осадконакоплением (молассы); 2 - миогеосинклинальные прогибы (энсиалические пояса); 3 - эвгеосинклинальные прогибы (офиолитовые пояса); 4 - выходы доальпийского фундамента; 5 - зоны неритового и рифового осадконакопления; 6 - главные поздние и постгеосинклинальные массивы; 7 - крупнейшие надвижки; 8 - области проявления альпийского метаморфизма; 9 - офиолиты.

Данные о закономерной эволюции процессов метаморфизма от глаукофансланцевого на ранних этапах через однородный зеленосланцевый к зональному, в данном случае кианит-силлиманитовому, метаморфизму на поздних этапах развития ортогеосинклинальной системы легли в основу представления о полном цикле регионального метаморфизма (Глебовицкий, 1973). Примечательным является тот факт, что поздние проявления регионального метаморфизма смещаются из эвгеосинклинальной зоны в миогеосинклинальную по направлению к кратонизированной области, что хорошо согласуется с фактом центробежной симметрии в строении Альпийского подвижного пояса (Обуэн, 1967) и, как будет видно из дальнейшего изложения, свойственно многим ортогеосинклинальным системам. Такое смещение приводит к возникновению сдвоенных метаморфических поясов, впервые охарактеризованных А. Миширо (Miyashiro, 1961).

Одной из характерных особенностей Альпийского метаморфического пояса являются ограниченные масштабы распространения гранитов и резко выраженная их натриевая специализация в отличие, например, от герцинских гранитов Европы (Zwart, 1967а, 1967в). Этот факт вместе с другими данными привел некоторых исследователей (Hall, 1971, и др.) к ошибочному выводу о том, что при кианит-силлиманитовом типе метаморфизма всегда рождаются существенно натриевые гранитоиды. В неправильности такого заключения можно легко убедиться, сопоставляя данные по многим регионам распространения метаморфических комплексов разной глубинности (Раннедокембрийские..., 1975; Цикличность..., 1978). Перечисленные выше главнейшие черты строения, тектонической локализации, эволюции и термодинамического режима формирования Альпийского метаморфического пояса устойчиво повторяются в различных регионах и разновозрастных поясах. Рассмотрим некоторые характерные их черты на основании данных проведенных ранее исследований (Глебовицкий, 1973; Цикличность..., 1978; Метаморфические пояса СССР..., 1975, и др.).

Проявление метаморфизма в режиме низких температур и необычно высоких давлений (T около $400-450^{\circ}$, P от $6-12$ кбар) с формированием глаукофансланцевых и эклогито-глаукофансланцевых комплексов (Добрецов, 1974) на ранних стадиях эволюции является необходимым признаком поясов альпийского типа. Такие комплексы, относящиеся к палеозойскому, мезозойскому и третичному циклам тектонической эволюции, широко развиты в Тихоокеанском обрамлении.

К более древним, каледонскому и герцинскому, циклам относятся эклогито-сланцевые комплексы зоны Главного уральского разлома, зоны Султан-Уиздаг-Нуратинский хребет-хр. Атбаши и некоторых других районов (Метаморфические пояса СССР..., 1975). К наиболее древним образованиям такого рода относятся средне- и верхнерифейские максютовский комплекс на Южном Урале (Добрецов, 1974), агинский комплекс Восточного Забайкалья (Цикличность..., 1978) и т.д.

В подавляющем большинстве случаев низкотемпературный метаморфизм высоких давлений накладывается на породы офиолитовой серии, представленной всеми своими компонентами, включая и верхний вулканогенно-кремнистый или вулканогенно-кремнисто-карбонатный комплекс. На особенностях его состава мы остановимся ниже, а сейчас отметим тот важный факт, что ассоциации глаукофан-лавсонитовой и глаукофан-актинолит-цоизитовой фаций (Глебовицкий, 1976) накладываются не на неизменные базиты и гипербазиты, а на породы, претерпевшие зеленокаменное перерождение, что непосредственно устанавливается в некоторых метаморфических комплексах Тихоокеанского обрамления.

Глаукофансланцевые метаморфические пояса Тихоокеанского обрамления представляют собой специфическую разновидность поясов альпийского типа, с двояким характером которых выражено отчетливо, так что поздние метаморфические процессы периода гранитообразования оказываются пространственно обособленными, а на площадях распространения комплексов высоких давлений хорошо сохраняется первичная зональность.

Не имея возможности останавливаться подробно на характеристике метаморфических поясов такого рода, отметим только некоторые их черты, позволяющие определить закономерности тектонической локализации метаморфических процессов, вариации условий минералообразования и тенденции в их изменениях.

Метаморфизм пород, входящих в офиолитовую ассоциацию, отличается крайней неоднородностью. Наблюдаются переходы от почти неизмененных или метаморфизованных в пумпеллит-пренитовой фации пород через актинолит-пумпеллитовую фацию и промежуточную зону лавсонит-актинолитовых пород либо к зеленосланцевой и далее к альмандин-амфиболитовой фации, либо к глаукофан-лавсонитовой фации. Такая зональность известна во многих регионах, а, в частности, описана К. Ландисом и Д. Бишопом (Landis, Bishop, 1972) в Новой Зеландии (рис. 2). Характерно, что региональное рассланцевание пород наблюдается только начиная с зоны пумпеллит-актинолитовой фации.

Переходы к ассоциациям еще более высоких давлений исследованы в ряде других мест. Особенно убедительно описана зональность в Новой Каледонии (Black, 1973), где наблюдается переход от низкотемпературных лавсонит-глаукофановых сланцев к более высокотемпературным и глубинным эпидот-гранат-глаукофановым сланцам, ассоциирующимся с жадеитовыми породами и альмандиновыми эклогитами. Сквозным минералом для обеих зон является гранат, высокомарганцовистый в лавсонитовой зоне и почти чисто железистый в эпидот-глаукофановой.

Основные тенденции эволюции термодинамических параметров метаморфизма в поясах альпийского типа показаны на рис. 3. Обратим внимание на то, что по мере хода процесса наблюдается лишь незначительное повышение температуры, но давление растет примерно от 2 до 8-10 кбар. Иными словами, если принять, что давление в общем повышается с глубиной, то можно констатировать направленное изменение геотермического режима метаморфизма в процессе эволюции пояса в сторону последовательного понижения вертикального градиента температуры. На примере Новой Зеландии, так же как и многих других регионов, можно убедиться в том, что низкоградиентные режимы реализуются в достаточно узких линейных зонах на внешней приконтинентальной границе офиолитового пояса.

Как уже отмечалось выше, для Тихоокеанского обрамления характерно возникновение двояких метаморфических поясов на всех исследованных этапах геотектонического развития ре-

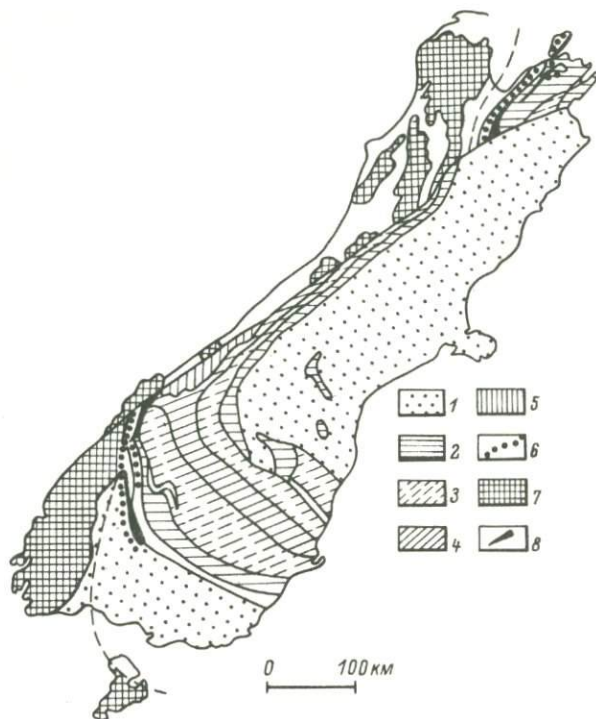


Рис. 2. Схематическая карта Новозеландского двойного метаморфического пояса (Landis, Birchop, 1973).

Фации: 1 - пренит-пумпеллиитовая (цеолитовая); 2 - пумпеллиит-актинолитовая; 3, 4 - зеленосланцевая (3 - мусковит-хлоритовая; 4 - биотит-хлорит-мусковитовая субфации); 5 - альмандин-амфиболитовая; 6 - глаукофан-лавсонитовая; 7 - куммингтонит-амфиболитовая; 8 - гипербазиты.

гионов. Ярким примером тому являются метаморфические пояса Новой Зеландии (рис. 2), вдоль западного берега которой протягивается цепь выходов гранитоидов и метаморфических пород андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Этот энсиалический пояс параллелен офиолитовому, в котором проявлен метаморфизм высоких давлений. Многочисленные примеры образования двойных метаморфических поясов описаны А. Миаширо (Miyashiro, 1971, 1972) в Японии. На Камчатке в параллельных структурах в течение одного мезозойского тектонического цикла формируются глаукофановые сланцы Ганальского хребта и проявляется зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа в пределах Срединного хребта (Маракушев и др., 1971).

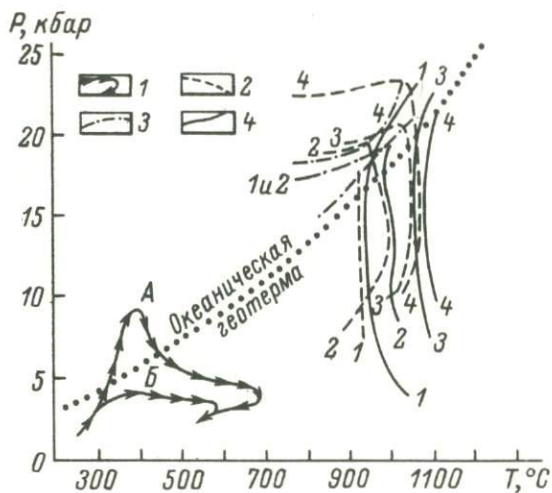


Рис. 3. Тенденции в эволюции термодинамического режима метаморфизма в поясах альпийского типа и условия плавления насыщенных H_2O базальтоидов.

1 - линии эволюции термодинамического режима в энсиматических (А) и энсиалических (Б) поясах; 2 - верхний предел устойчивости кальциевых амфиболов; 3 - нижний по давлению предел устойчивости гранатовых парагенезисов; 4 - линии ликвидусов. Цифрами на диаграмме обозначены линии для: 1 - андезитов, 2 - насыщенных толеитов, 3 - оливиновых толеитов, 4 - щелочных базальтов.

Количество таких примеров можно было бы увеличить, но они широко известны.

Зональный региональный метаморфизм энсиалических подвижных зон всегда сопряжен с гранитообразованием. В общем случае в таких структурах могут развиваться гранитоиды различной геохимической специализации. Но в сдвоенных поясах альпийского типа эти гранитоиды всегда существенно натриевые независимо от того, в каких термодинамических режимах, андалузит-силлиманитовом или кианит-силлиманитовом, протекали процессы регионального метаморфизма во внешних, приконтинентальных зонах.

Таким образом, метаморфические пояса альпийского типа независимо от их возраста и от того, в каких регионах они формируются, обладают рядом общих особенностей пространственной

локализации и эволюции термодинамических режимов глубинного петрогенезиса. Первая особенность заключается в постоянно наблюдающейся строгой приуроченности низкоградиентного метаморфизма высоких давлений к офиолитовым поясам, прошедшим предварительно этап преобразований вулканических и интрузивных пород при низких давлениях, что свидетельствует о более крутом вертикальном градиенте температуры. Вторая особенность заключается в проявлении в энсиалических тектонических зонах метаморфизма при сравнительно высоком вертикальном градиенте температуры, сопряженного с формированием гранитоидов натриевого ряда. Третья особенность состоит в часто наблюдающейся пространственной разобщенности процессов глубинного петрогенезиса, относящихся к ранним и поздним этапам эндогенного цикла и протекавших при резко различных режимах глубинного петрогенезиса, благодаря чему и образуются сдвоенные метаморфические пояса.

Для изучения генезиса метаморфических поясов альпийского типа важны данные по специфике состава пород офиолитовой серии, а особенно его верхнего вулканогенно-кремнисто-терригенного компонента. Принято считать, что данная серия, включающая помимо упомянутого компонента гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации, габброиды и вулканы преимущественно толеитового состава, с той или иной полнотой представляют разрез океанической литосферы и являются основанием энсиалических подвижных зон.

Существует обширная информация о составе вулканогенно-осадочных толщ эвгеосинклинальных зон. Среди них наиболее исследованными являются ассоциации спилитов и спилитоподобных пород, обладающих необычно высокой натриевостью, повышенной титанистостью и железистостью.

Гипербазиты и базиты нижних частей офиолитовой ассоциации обладают принципиальным петрохимическим сходством с ассоциациями магматических пород океанических рифтовых зон, которые, согласно мнению А. Рингвуда и Д. Грина (1968), Маракушева и др. (1971), представляют начальную, или эмбриональную, стадию развития геосинклинали. Сходны они и по режимам их изменений. Правда, метаморфизм пород океанического дна в настоящее время исследован слабо, но, судя по имеющимся данным (Маракушев и др., 1971; Miyashiro, 1973), они изменены в малоглубинных условиях при температурах пумпеллит-пренитовой, зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Обращает на себя внимание полное отсутствие эклогитов, эклогитоподобных пород и гранатовых амфиболитов. Все это свидетельствует о том, что метаморфизм пород океанического дна и нижних комплексов офиолитовых серий происходил под действием тепловых потоков повышенной плотности, характерных для современных рифтовых зон. Повышение плотности тепловых потоков в структурах подобного рода связано с подъемом толеито-

вых магм, которые, как предполагается (Грин, Рингвуд, 1968), генерируются за счет селективного плавления пиролитовой мантии и формируют новую океаническую кору.

Из всего изложенного выше вытекает, что возникающая на ранних стадиях эволюции подвижного пояса базальтоидная кора испытала непосредственно после своей генерации существенный метаморфизм, приведший к ее частичной или полной гидратации. В таком виде она и перерабатывается в режимах понижающейся плотности теплового потока или понижающегося вертикального градиента температуры.

Для объяснения известных эмпирических закономерностей пространственного размещения и эволюции эндогенных процессов кажется наиболее предпочтительной субдукционная модель. Для того чтобы преобразовать базальтоиды океанической коры в гранатые гранулиты, а затем в эклогиты, необходимы внешние силы, способные погрузить кору в мантию. Одним из реальных механизмов такого погружения может быть поддвижение океанической литосферной плиты под континентальную в зоне их сближения. Ранее автор предлагал общее решение вопроса о возможных изменениях теплового режима литосферы в названной тектонической ситуации (Цикличность..., 1978). Одним из эффектов субдукции является формирование линейной отрицательной термической аномалии, в пределах которой тепловой поток через литосферу становится менее плотным, чем средний для океанических областей.

Рассмотрим более подробно возможные пути дифференциации вещества литосферы во время быстрых нисходящих движений в зонах субдукции. В последние годы появились многочисленные экспериментальные работы по парциальному плавлению основных и ультраосновных пород в условиях полного и (или) частичного насыщения водой (Майсен, Бэттчер, 1979; Allen e.a., 1975; Cowthorn, O'Hara, 1976, и др.), что позволило ограничить поля устойчивости амфиболов в области высоких температур и давлений в породах различного состава. Некоторые данные сведены на диаграмме (рис. 3).

Обращает на себя внимание тот факт, что при давлениях от 5 до 18 кбар амфибол из базитовых и гипербазитовых магм кристаллизуется в субликвидусной области. Р. Коутерн и М. О'Хара (Cowthorn, O'Hara, 1976) показали, что столь ранняя кристаллизация этого минерала определяет андезитовую направленность эволюции состава остаточного расплава, причем уменьшение содержания воды в расплаве и фугитивности H_2O в равновесном с ним флюиде по крайней мере до величины 0.5 общего давления принципиально не меняет картину фракционирования. В этом случае увеличивается температура генерирующейся таким способом магмы.

Гранат среди твердых фаз появляется в области высоких давлений, но еще в поле устойчивости амфибола, а по мере

увеличения глубины кристаллизации магм он становится все более высокотемпературным, появляясь в субликвидусной области при 20 кбар и более. Линии, ограничивающие поля устойчивости граната в частично расплавленных породах основного и среднего состава, примерно параллельны океанической геотерме и располагаются выше нее (рис. 3). Таким образом, если эволюция составов отделяющихся при фракционной кристаллизации (или плавлении) магм обусловлена выпадением из расплава эклогитового парагенезиса (гранат+клинопироксен), то такое фракционирование может происходить в зонах с более низким температурным градиентом, чем среднеокеанический.

В поле совместной устойчивости граната и амфибола при повышении температуры и (или) снижении давления возможно смещение вправо дивариантной реакции типа гранат+амфибол+клинопироксен+расплав исходного состава=ортопироксен+расплав измененного состава с обогащением магмы алюминием и кальцием. Такие тенденции в изменении состава могут проявляться до тех пор, пока устойчив гранат, а в ассоциациях твердых фаз не появится плагиоклаз. А значит, можно предполагать, что существует ограниченная сверху и снизу область генерации высокоглиноземистых андезитовых и базальтовых магм. Следует отметить, что тенденции к образованию андезитовых расплавов в обводненных средах должны наблюдаться при фракционном плавлении или кристаллизации как базальтоидов, так и перидотитов мантии, но ресурсы последних, по-видимому, недостаточны для образования больших объемов магм.

Состояние высокой обводненности зон генерации андезитовых и базальтовых магм не может сохраняться длительное время. В процессе плавления и внедрения в очаги фракционирования новых порций глубинных расплавов должно снижаться содержание воды в магме, так как поступающие из недр мантии флюиды характеризуются очень низкой фугитивностью воды.

В.С. Соболев (1976) указывает на то, что при давлениях выше 30–35 кбар в отсутствие воды за счет перидотитов мантии возникают только расплавы с содержанием нормативного оливина не менее 20–30% (пикриты), и, ссылаясь на исследования И. Куширо и Х. Йодера (Kushiro, Yoder, 1974), отмечает, что при давлениях ниже 30 кбар (глубины менее 80 км) в эклогитовом разрезе системы $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ появляется поле инконгруэнтной кристаллизации оливина, что способствует фракционированию этого минерала и отделению нормальных базальтовых магм. С другой стороны, экспериментальные исследования сухого плавления базальтоидов (Йодер, Тилли, 1965) показали, что по мере возрастания давления от 10 до 20 кбар поле составов, из которых первым кристаллизуется плагиоклаз, сокращается. Поэтому в глубинных условиях появляются не толеитовые, а базальтовые и андезитовые магмы повышенной глиноземистости. Но такая тенденция не может проявляться беспре-

дельно. При переходе в поле устойчивости чермакитового пироксена и граната (давление 20 кбар и более) должно происходить перераспределение алюминия из расплава в твердые фазы. Поэтому глубины порядка 65–70 км являются наиболее благоприятными для генерации андезитовых и базальтовых магм с высоким содержанием алюминия.

Следует иметь в виду, что появляющиеся при давлении 20 кбар и пониженных фугитивностях воды высокоглиноземистые базальтовые и андезитовые магмы значительно более высокотемпературны, чем магмы, генерирующиеся при селективном плавлении амфиболизированных базитов. А это значит, что фракционирование сухих расплавов происходило в зонах относительно высоких теплоточков, соизмеримых со среднеокеаническими. К сожалению, в настоящее время данных о температурах магм, родоначальных для интрузивных серий основных и средних пород, очень мало, что является серьезным препятствием для анализа термодинамического режима их зарождения.

Возвращаясь к рассмотрению особенностей водосодержащих систем, отметим, что во всех экспериментально исследованных составах амфибол разлагается в интервале давлений от 20 до 25 кбар. Только в оливиновых нефелинитах и гранатовых вебстеритах он стабилен в более глубоких условиях. Исчезновение этого минерала в парагенезисах твердых фаз может вызвать обогащение основных магм и равновесных с ними флюидов натрием, если в данных условиях клинопироксены обогащаются чермакитовым, а не жадеитовым миналом, что как будто бы подтверждается упомянутыми экспериментами. По крайней мере для области температур гранулитовой фации (800–900°C) удается показать, что по мере повышения давления и эклогитизации пород основного состава благодаря разложению преимущественно анортитовой составляющей плагиоклаза клинопироксен обогащается главным образом чермакитовой составляющей (Термо-барометрия..., 1977). Омфациты с высоким содержанием жадеитового минала появляются в эклогитах только при очень высоком давлении. Так как линии дивариантных равновесий, смещение которых определяет изменение состава фаз в эклогитовом парагенезисе имеют положительный наклон на P–T диаграмме, можно предположить, что указанные выше тенденции в изменении содержания алюминия и натрия в пироксене сохраняются и при температуре плавления базитов. В то же время флогопит, как можно предполагать, устойчив при давлении, большем, чем 25–30 кбар, и поэтому при давлениях, более высоких, чем верхний предел устойчивости амфибола, магмы должны обогащаться натрием, но не калием. С таким фракционированием шельчей, с нашей точки зрения, можно связать появление на ранней стадии развития подвижной области серий богатых натрием вулканитов (спилитов и подобных им образований), входящих в состав третьего члена офиолитовой ассоциации, и натровую гео-

химическую специализацию метаморфизма ранних этапов цикла. Связь натровой специализации раннегеосинклинальных вулканитов со вторичной переработкой магматических пород нижних частей офиолитовой серии кажется вероятной еще и потому, что исчезновение амфибола в глубинных условиях должно сопровождаться обогащением магм титаном, а высокое содержание этого элемента является одной из характерных черт спилитов и других пород третьего компонента офиолитовой триады.

Натровая тенденция в эволюции магм при увеличении глубинности их генерации не может проследиваться беспредельно. В области очень больших глубин при селективном плавлении пироксены должны обогащаться жадеитовым минералом, что и вызовет уменьшение отношения Na/K в расплаве. Таким образом, подобно высокоглиноземистым андезитовым и базальтовым магмам, спилитовые магмы имеют ограниченную сверху и снизу зону генерации.

Резюмируя сказанное выше, констатируем, что во время быстрых нисходящих движений ранней стадии развития подвижной области в результате изменения геотермического режима глубинного петрогенезиса, выразившегося в понижении плотности теплового потока ниже фоновой (возникновения отрицательных термических аномалий), формируются высокоглиноземистые андезит-базальтовые (на глубинах 65–70 км) и высоконатровые базальтовые (на глубинах более 70 км) магмы за счет перидотитов мантии и погружающихся обводненных пород офиолитовой серии с одновременной эклогитизацией вещества, не подвергнутого плавлению, и погружением его в мантию. Эта гипотеза позволяет объяснить закономерные ассоциации метаморфических образований, возникших при высоких давлениях, и магматических пород, формирующихся в ранние этапы развития подвижной области, а в частности повсеместную приуроченность метаморфизма в режиме жадеит-глаукофановой фациальной серии к офиолитовым поясам.

Тесная взаимосвязь процессов глубинного петрогенезиса внутри систем двоянных метаморфических поясов проявляется, таким образом, не только во взаимной обусловленности геотермических режимов глубинного петрогенезиса, но и в причинной взаимозависимости геохимических особенностей магматических процессов. Если справедливо предположение о том, что общие геотермические черты параллельно развивающихся поясов сохраняются на глубинах зарождения магм и что погружение осуществляется не вертикально вниз, а наклонно под континентальную литосферную плиту, то становятся понятными некоторые эмпирически устанавливаемые закономерности в распределении магматических образований в ортогеосинклинальных системах.

Одна из этих закономерностей заключается в появлении спилитовых серий основных вулканитов и связанных с ними пород в энсиматических тектонических зонах непосредственно на ме-

0858
358

ланократовом океаническом основании, а известково-щелочных серий магматических пород – вблизи окраины континентов, в зоне островных дуг. Следует подчеркнуть, что, согласно принятой здесь гипотезе, обе серии должны формироваться одновременно, так как их появление обусловлено одной и той же причиной – переработкой предварительно гидратированной океанической литосферы в зонах субдукции. Это конечно не значит, что они не могут возникать последовательно, как это и наблюдается в поясах альпийского типа, так как появление андезитов и более кислых магматических дифференциатов означает рождение новой континентальной коры, а такой переработке подвергаются и все компоненты офиолитовой триады. Подчеркивая тесную генетическую связь между названными сериями, мы лишь обращаем внимание на то, что в любой момент времени, когда в энсиалических поясах появляются средние и кислые магматические образования, в более глубоких частях литосферы протекают процессы в субдукционных термодинамических режимах и рождаются основные магмы, петрохимически идентичные спилитам и подобным им образованиям. Их хорошо выраженная натриевая специализация усиливается в равновесных с ними флюидах, которые, поднимаясь вместе со средними и кислыми магмами, генерирующимися на меньших глубинах в обстановке более высокого теплопотока, определяют натриевую геохимическую специализацию гранитоидов и сопряженных с ними процессов регионального метаморфизма в энсиалических поясах. Ниже, в главах 4 и 5, мы вернемся к подробному анализу этих процессов в рассматриваемой в данной работе тектонической зоне Центрального Памира. Здесь же было очень важно подчеркнуть, что общие геохимические черты гранитоидов метаморфических поясов альпийского типа связаны не с термодинамическими режимами метаморфизма поздних этапов тектонического цикла, которые могут быть разными, а с общими для всех разновидностей поясов альпийского типа режимами глубинного петрогенезиса ранних этапов цикла.

Энсиалические тектонические зоны Альпийско-Гималайской складчатой системы заметно отличаются от аналогичных структур Тихоокеанского обрамления термодинамическим режимом проявляющегося в их пределах зонального метаморфизма. В первых из них появляются преимущественно кианит-силлиманитовые фациальные серии, тогда как во вторых – андалузит-силлиманитовые. Среди более древних метаморфических поясов можно найти аналоги как Альпийско-Гималайских, так и Тихоокеанских поясов. Рассмотрим возможные причины указанных различий или, по крайней мере, попытаемся сформулировать вопросы, ответы на которые могут приблизить нас к решению проблемы.

Одной из главных особенностей строения энсиалических зон с кианит-силлиманитовыми режимами зонального метаморфизма является развитие в их пределах больших тектонических покро-

вов, отражающих значительные горизонтальные перемещения материала в результате тангенциального сжатия всей складчатой системы. Считается, что все явления регионального метаморфизма накладываются на уже сформированные покровы одновременно с их изгибанием в открытые складки. Отсюда, по-видимому, возникло представление Ж. Обуэна (1967) о посттектоническом характере метаморфизма. Однако пример Аппалачского метаморфического пояса убеждает нас в том, что зональность кианитового типа синхронна с возникновением наиболее крупных надвигов (Глебовицкий, 1973), а во время смятия разделенных ими тектонических покровов в открытые складки происходит деформация изотермических поверхностей. Сходная картина наблюдается в Западной Шотландии, являющейся частью каледонского метаморфического пояса Северо-Запада Европы.

Зональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа на восточном склоне Урала явно сопряжен с формированием открытых антиформ – гранито-гнейсовых куполов (Добрецов и др., 1971). Однако в литературе есть указание на то, что образованию куполов предшествовало формирование лежащих антиклинальных складок, на крыльях которых развивались надвиги. (Чесноков, 1966). Такое противоречивое толкование возрастных соотношений метаморфизма и покровообразования связано, конечно, не с ошибками исследователей отдельных регионов, а, по-видимому, с многоэтапностью формирования тектонических покровов. Поэтому анализ последовательности деформаций толщ в зоне Центрального Памира, характеризующейся широким распространением покровных структур (Дюфур, 1961; Руженцев, 1968), является одной из главных задач нашего исследования. Ее решение имеет большое значение для понимания генезиса метаморфических поясов альпийского типа по следующим причинам:

Во-первых, вследствие интенсивного покровообразования при тангенциальном сжатии складчатой системы и значительном горизонтальном перемещении масс горных пород может происходить их тектоническое сгружение, что, подобно простому быстрому погружению, может обусловить снижение вертикального градиента температуры, правда, не столь значительное, как в процессе субдукции на границе сближающихся океанической и континентальной литосферных плит. Тем не менее смена высокоградиентных андалузит-силлиманитовых режимов низкоградиентными кианит-силлиманитовыми в зонах развития тектонических покровов представляется вполне вероятной, учитывая существующие оценки значительных масштабов горизонтального перемещения аллохтонных пластин вдоль надвиговых поверхностей. Поэтому анализ возрастных соотношений между метаморфическими процессами энсиалических зон, проявленными в разных термодинамических режимах, также выдвигается в качестве одной из основных задач нашей работы.

Во-вторых, сами по себе большие деформации земной коры,

результатом которых является формирование тектонических покровов, могут явиться причиной возникновения значительных скальвающих напряжений, превышающих литостатическую нагрузку. Иными словами, в таких ситуациях мы вправе ожидать появление при синкинематическом метаморфизме парагенезисов, отвечающих давлениям более высоким, чем рассчитанное литостатическое, как результата кристаллизации в негидростатическом поле напряжения. Кроме того, само существование структуры горизонтального расслоения, до определенного момента не нарушенной крутонаклонными разрывами, может обусловить проявление автоклавного эффекта в большом объеме метаморфизирующегося комплекса и выравнивание сверхдавления в этом объеме благодаря наличию в нем газообразной (флюид) и жидкой (расплав) фаз. Прямая оценка величины сверхдавления на основании физико-химических критериев невозможна. Поэтому вопросы такого рода могут решаться только в предположительной форме геологическим путем, на основании расчета сгруженных мощностей и вычисления литостатической нагрузки, вычитание которой из величины термодинамически определенного давления и будет давать искомую величину. Оценки такого рода также входят в круг наших задач.

Наконец, в-третьих, развитие структур тектонических покровов после проявления зонального метаморфизма может не только вызвать серьезную деформацию изотермических поверхностей и обусловить тектоническое смещение разных метаморфических зон, но и вызвать редукцию целых метаморфических поясов. Для того чтобы пояснить эту мысль, воспользуемся предложенной ранее (Глебовицкий и др., 1976) моделью распределения термодинамических режимов глубинного петрогенезиса в различных тектонических зонах на окраине континентальной плиты, сближающейся с океанической.

На прилагаемом идеализированном разрезе (рис. 4), где в соответствии с положением изотермических поверхностей изображены зоны различных минеральных фаций по схеме, предложенной автором (Глебовицкий, 1976), нашли отражение кроме упоминавшейся выше зоны субдукции со свойственной ей зональностью, отвечающей жадеит-глаукофановой серии (В), островная дуга с андалузит-силлиманитовым или промежуточными режимами (АВ), периферический прогиб континента или переходная зона (Б) и тектоническая зона, развивающаяся на зрелой континентальной коре (А). В процессе продолжающегося сближения разнородных плит литосферы островодужная система в результате шарьяжеобразования может быть полностью или частично перекрыта офиолитовым покровом, который в связи с этим придет в соприкосновение с толщами периферического прогиба. Залегание офиолитов в аллохтоне - довольно распространенное явление, отмечающееся, например, в Альпах, Нуратинском хребте (Старцев, 1976) и Гималаях (Gansser, 1959).

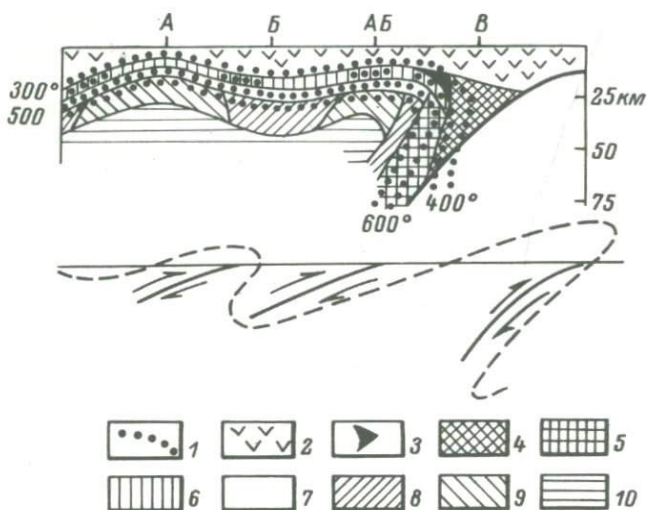


Рис. 4. Гипотетический профиль через краевую часть континентальной плиты.

1 - изотермы, 2 - неметаморфизованные породы и пренит-пумпеллитовая фация; фации: 3 - пумпеллит-актинолитовая, 4 - глаукофансланцевая, 5 - цоизит-кианит-кварцевых сланцев (эклогитовая), 6 - зеленых сланцев, 7 - эпидотовых амфиболитов, 8 - алмандиновых амфиболитов, 9 - куммингтонитовых амфиболитов, 10 - гранулитовая. Внизу - схема направлений и амплитуд движений при субдукции и шарьяжировании.

Одновременно с этим в энсиалических тектонических зонах может происходить сгужение масс, обуславливающее снижение вертикального градиента температуры. Возможны и другие варианты редукции тектонических зон и нарушения первичной зональности в распределении термодинамических режимов метаморфизма на краю континентальной литосферной плиты. Здесь мы не имеем возможности подробно обсуждать эту проблему. Важно было подчеркнуть, что развитие структуры метаморфических поясов на поздних этапах их эволюции могли определять рассматриваемые здесь различия разновидностей поясов альпийского типа. Альпийско-Гималайская складчатая система в отличие от Тихоокеанской, как правило, сильно шарьяжирована, что, как нам кажется, в первую очередь и определяет специфику термодинамического режима глубинного петрогенезиса на поздних этапах цикла эндогенных процессов.

Подведем некоторые итоги содержащейся в данной главе характеристики метаморфических поясов альпийского типа.

1. Одной из главных специфических черт метаморфических

поясов является проявление в их пределах полного цикла эндогенных процессов, включающих: формирование океанической существенно толеитовой коры и ее последующий метаморфизм в режиме повышенных тепловых потоков, формирование вулканогенно-осадочных толщ третьего компонента офиолитовой триады и ее метаморфизм в режиме понижающихся плотностей теплового потока, проявление однородного зеленосланцевого метаморфизма в офиолитовых поясах, проявление зонального метаморфизма кианит-силлиманитового или андалузит-силлиманитового типа в смежных энсиалических тектонических зонах и образование комплексов гранитоидов существенно натриевого состава.

2. Явления регионального метаморфизма, проявленного в резко различных термодинамических режимах, всегда в той или иной мере территориально разобщены, благодаря чему возникают системы сдвоенных метаморфических поясов.

3. Для объяснения всех перечисленных в данной главе эмпирических закономерностей эволюции и пространственной локализации эндогенных режимов и общих геохимических особенностей магматических пород наиболее приемлемой является модель субдукции, проявляющейся на границе сближающихся океанической и континентальной литосферных плит. Таким путем объясняется появление ассоциаций вулканогенных и осадочных пород третьего компонента офиолитовой триады, который, таким образом, не является в полном смысле этого слова частью разреза океанической коры, а представляет продукт ее вторичной переработки, возникновение сдвоенных метаморфических поясов и, наконец, что особенно важно, натриевая специализация гранитоидов, независимая от термодинамического режима зонального метаморфизма в энсиалическом поясе.

4. Различия между двумя разновидностями метаморфических поясов альпийского типа возникают на поздних этапах цикла эндогенных процессов, в период зонального метаморфизма в энсиалических тектонических зонах. Эмпирически устанавливается, что преобладание кианит-силлиманитовых режимов связано с широким развитием крупных тектонических покровов. Раскрытие причин таких связей путем выявления соотношений между региональным метаморфизмом и больших деформаций земной коры является одной из главных задач настоящего исследования, а выбранный нами объект – тектоническая зона Центрального Памира – является благоприятным для решения этой задачи.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЮЖНОГО ПАМИРА И ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

Общие особенности геологического строения Южного Памира

Памир представляет собой гетерогенное складчатое сооружение. Северная часть его принадлежит герцинской складчатой системе, завершившей геосинклинальное развитие в конце палеозоя или в триасе. Южная часть Памира входит в состав киммерийско-альпийской складчатой системы Кара-Корума, геосинклинальное развитие которой завершилось в конце мезозоя и в кайнозое. Граница между указанными системами представляет собой важнейшую тектоническую линию Памира. В современной структуре вдоль этой границы герциниды Северного Памира наведены на расположенные южнее альпийские сооружения (Дюфур, 1961; Бархатов, 1963; Карапетов, 1964; Дюфур и др., 1965). По мнению большинства исследователей (Белов, 1967; Муратов, 1969, и др.), заложение геосинклинальных прогибов Средиземноморско-Гималайского (Альпийского) складчатого пояса происходило на байкальском или добайкальском складчатом фундаменте. Дробление его на ряд более или менее самостоятельно развивавшихся блоков и формирование между ними бассейнов с океанической корой и обусловило специфику тектонической зональности пояса.

В пределах Южного Памира выделяется ряд зон, которые отличаются друг от друга характером разреза слагающих их толщ, а также особенностями и временем проявления процессов складкообразования, магматизма и метаморфизма (с севера на юг): 1) зона Центрального Памира, 2) Рушанско-Пшартская зона, 3) зона Юго-Восточного Памира, 4) зона Юго-Западного Памира (рис. 5). Указанные зоны разделены разрывными нарушениями, плоскости которых падают в южном и юго-восточном направлениях.

В строении первых трех зон принимают участие отложения палеозоя, мезозоя и кайнозоя, сформировавшиеся в устойчиво существовавших прогибах. Зона Юго-Западного Памира, по мнению большинства геологов, построена толщами архея и протерозоя и представляет собой блок фундамента, в результате дроб-



Рис. 5. Схема тектонического районирования Памира.

Тектонические зоны: I - Юго-Западного Памира, II - Юго-Восточного Памира, III - Рушано-Пшартская, IV - Центрального Памира. Терминальные антиклинали: 1 - Шатпутская, 2 - Джаланская, 3 - Кударинская, 4 - Язгулемская, 5 - Поршневецкая. Антиклинории: ВЯ - Ванч-Язгулемский, ВП - Восточнопамирский, З - Зорташкольский; синклинии: В - Ванчский, Я - Язгулемский, А - Акбайтальский, П - Пшартский.

ления которого произошло заложение геосинклинальных прогибов. Местами, главным образом на территории Афганистана, толщи фундамента перекрыты осадочным чехлом мезозоя мощностью до 2-3 км (Карпетов и др., 1975; Пашков, 1975). Докембрийские толщи испытали неоднократный и неравномерно проявленный метаморфизм и ультраметаморфизм, с одной стороны, в связи с консолидацией фундамента в докембрии, а с другой - в связи с замыканием мезокайнозойской геосинклинали в конце мезозоя и в кайнозое (Мурина и др., 1965; Шанин и др., 1973; Хорева, Блюман, 1974; Седова и др., 1974; Миллер, 1977, и др.). Некоторые исследователи (Мурина и др., 1965) на основании определений радиологического возраста выделяют также палеозойский этап метаморфизма и ультраметаморфизма. Однако поскольку процессы складкообразования, метаморфизма и гранитоидного магматизма в окружающих Юго-Западный Памир геосинклинальных прогибах в палеозое не проявились, этот вывод представляется сомнительным. Соответствующие палеозою единичные значения радиологического возраста являются, по-видимому, результатом наложения киммерийского и альпийского метаморфизма на докембрийские толщи (Дюфур, 1968; Шанин и др., 1973).

По мнению большинства исследователей, зона Юго-Западного

Памира по крайней мере с венда развивается как срединный массив (Бархатов, 1963; Перфильев, Моралев, 1971; Карапетов и др., 1975; Пашков, 1975). Некоторые геологи, однако, рассматривают ее как часть фундамента геосинклинальной области (Кухтиков, 1976), выходящую на поверхность в ядре сложного блокового антиклинория (Яншин, 1965). На северо-западе и севере зона Юго-Западного Памира ограничена плоскостью Гунт-Аличурского разрывного нарушения, вдоль которого толщи Юго-Западного Памира надвинуты в северном направлении (Перфильев, Моралев, 1971; Хорева, Блюман, 1974; Карапетов и др., 1975; Пашков, 1975). По данным Б.Я. Хоревой, горизонтальное перекрытие верхнепалеозойских и мезозойских отложений составляет 12-15 км, а Ю.С. Перфильев и В.М. Моралев указывают, что в Афганистане непосредственно наблюдаемая амплитуда перекрытия достигает 3 км. С.С. Карапетов и соотр. (1975) полагают, что под толщами Юго-Западного Памира полностью погребено западное продолжение зоны Юго-Восточного Памира. Действительно, на востоке Гунт-Аличурский разлом разделяет зоны Юго-Западного и Юго-Восточного Памира, но к западу в низовьях р. Гунт зона Юго-Восточного Памира выклинивается и толщи Юго-Западного Памира на протяжении почти 25 км контактируют с породами Рушанско-Пшартской зоны. Еще западнее срезаются породы и этой зоны, и на протяжении около 8 км до границы с Афганистаном и далее на территории Афганистана в непосредственное соприкосновение приходят породы зон Юго-Западного и Центрального Памира.

Севернее и восточнее зоны Юго-Западного Памира располагается складчатая зона Юго-Восточного Памира. Граница между ними на значительном протяжении совпадает с Гунт-Аличурским разломом. От верховьев р. Гурумды она резко поворачивает к югу и юго-западу и западнее оз. Зоркуль вдоль линии Южнопамирского разлома уходит на территорию Афганистана (Бархатов, 1963; Деникаев, 1972б). Вдоль этой границы почти повсеместно располагаются тела раннемеловых и, возможно, палеогеновых гранитоидов, нередко нарушенные молодыми подвижками. На севере зона Юго-Восточного Памира надвинута или взброшена на толщи Рушанско-Пшартской зоны по плоскостям Штамского, Северомургабского и Дункельдыкского разломов (Дронов, 1965), а в тех местах, где Рушанско-Пшартская зона выклинивается, по-видимому, в результате полного перекрытия породами Юго-Восточного Памира (Карапетов и др., 1975) - на толщи Центрального Памира по плоскости Рушанско-Пшартского надвига (Дронов, 1964). Зона Юго-Восточного Памира представляет собой нарушенный многочисленными разрывами мегасинклинорий, в строении которого принимают участие геосинклинальные отложения от каменноугольного до юрского возраста. На небольшой территории распространены также красноватые терригенные и вулканогенные отложения мела и па-

леогена (Швольман, 1977). В разрезе геосинклинальных отложений выделяются мощные песчаниково-сланцевые толщи каменноугольного, нижнепермского и верхнетриасового (норийско-рэтского) возраста, разделенные мало мощными лептогеосинклинальными кремнисто-карбонатными, а на севере и северо-востоке зоны - также вулканогенно-осадочными отложениями от верхов нижней перми до карнийского яруса верхнего триаса. Юра представлена известняками, которые залегают на подстилающих породах с угловым несогласием. В начале мелового периода на территории Юго-Восточного Памира энергично проявился гранитоидный магматизм. По особенностям геологического развития Юго-Восточный Памир представляет собой миогеосинклинальную, или краевую батинальную (по Пучкову, 1978), зону.

Рушанско-Пшартская зона в современной структуре Памира представлена в виде трех разобренных участков (Рушанского, Пшартского и Дункельдыкского), вытянутых субширотно (Дронов, 1963). На северо-западе и севере данная зона надвинута на породы Центрального Памира, а с юга на нее надвинуты отложения Юго-Восточного Памира. В строении Рушанско-Пшартской зоны принимают участие толщи от карбона до юры (Кушлин, 1964). Наиболее характерной чертой этой зоны является присутствие в отложениях различного возраста зеленокаменно измененных вулканогенных пород основного и среднего состава. Это обстоятельство позволяет считать развитие Рушанско-Пшартской зоны в конце палеозоя и в мезозое эвгеосинклинальным, связывать ее образование с глубокими расколами и, возможно, раздвиганием фундамента.

Складчатая зона Центрального Памира расположена на северной окраине киммерийско-альпийской системы Кара-Корума. На севере граница ее совпадает с главной тектонической линией Памира, отделяющей эту систему от герцинид Северного Памира. В современной структуре эта граница представлена надвигом или взбросом (Дарваз-Танымасский надвиг), плоскость которого падает в северо-западном и северном направлениях под углом $20-70^{\circ}$ (Дюфур, 1961; Каралетов, 1964; Дюфур и др., 1965). На юге зона Центрального Памира по плоскости Рушанско-Пшартского надвига, падающей к юго-востоку и югу под углом от $20-30$ до $50-80^{\circ}$ (Дронов, 1964); граничит с Рушанско-Пшартской зоной, а в местах ее выклинивания - непосредственно с зоной Юго-Восточного Памира. В пределы рассматриваемой зоны входят Ванчский, Язгулемский хребты и частично северо-западный склон Рушанского хребта - на Западном Памире; Музкольской хребет, хр. Зорташкол, Северный Зорташкол и горные массивы, расположенные между Рангульской котловиной и р. Аксу, а также, вероятно, хр. Тузгуны-Тереской к северу от Рангульской котловины - на Восточном Памире. Зона Центрального Памира представляет собой, таким образом, вытянутую с запада на восток сравнительно узкую (40-60 км в поперечнике),

сильно сжатую структурную единицу, на которую с севера надвинуты герциниды Северного Памира, а с юга – верхнепалеозойские и мезозойские толщи Рушанско-Пшартской зоны и зоны Юго-Восточного Памира. Такое положение Центрального Памира определяет сложность его внутреннего строения, широкое развитие опрокинутых складок и тектонических покровов и в конечном счете также специфику проявления в его пределах процессов альпийского метаморфизма. В строении Центрального Памира принимают участие отложения всех систем палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Вероятно также присутствие пород венда. Указанные отложения образуют почти непрерывный разрез в южной части зоны до конца юры, а в северной – до палеогена. Выходы более древнего структурного этажа – байкальского или добайкальского фундамента – на территории Центрального Памира неизвестны. Однако существование такого фундамента на глубине представляется весьма вероятным, о чем свидетельствует миогеосинклинальный характер развития зоны.

Геологическое строение зоны Центрального Памира

Стратиграфия и тектоника

В основании разреза отложений Центрального Памира залегает ванчский комплекс терригенных и карбонатных пород вендско(?)–кембрийского возраста, развитый в западной части зоны, где он слагает Ванчский хребет и нижнюю часть северо-западного склона Язгулемского хребта. В разрезе его выделяются барноваджская кварцитовая свита (более 1500 м), язгулемская мраморная свита (500–600 м) и джамакская кварцитовая свита (1500 м). Выше залегают известняки и доломиты зорабатской свиты (600 м), подстилающие породы с фауной ордовика. Зорабатская свита и все вышележащие отложения распространены как в западной, так и в восточной частях зоны. Отложения ордовика представлены сланцами и песчаниками (до 700 м). На Восточном Памире к северу от Рангульской котловины в разрезе нижнего палеозоя преобладают эффузивы кислого и основного состава (спилит-кератофировая формация), а терригенные и карбонатные породы имеют подчиненное значение. Мощность этих отложений, объединяемых под названием тузгуны-терескского комплекса, достигает 2500 м. Возможно, что данный комплекс следует включать в состав Северного Памира, поскольку геосинклинальные мезозойские отложения на территории его распространения отсутствуют.

Отложения ордовика в пределах Центрального Памира согласно перекрываются мощной толщей преимущественно карбонатных пород силура (600 м) и девона (1800–1900 м), причем в разрезе девонских отложений присутствуют пачки сланцев, песчаников

и порфириров. В едином разрезе с девоном встречаются также маломощные карбонатные отложения каменноугольного возраста (350 м). Вместе с тем в южной части Центрального Памира распространена толща черных песчаников и сланцев (сарезская свита), согласно или со слабо выраженным несогласием перекрываемая карбонатными отложениями верхнекаменноугольного и пермского возраста. Мощность сарезской свиты достигает 2000 м, но основание ее нигде не обнажено. Согласно залегание этой свиты под верхнекаменноугольными отложениями, а также данные спорово-пыльцевого анализа позволяют отнести ее к нижнему и среднему карбону. Возможно, нижняя ее часть принадлежит еще девону. Верхнекаменноугольные, пермские, а также ниже- и среднетриасовые отложения — преимущественно карбонатные. В пермских отложениях и в низах разреза триаса иногда присутствуют сланцы, песчаники и порфириды. Мощность этих отложений — не более 300 м. Лишь к югу от Ранкульской котловины на Восточном Памире присутствуют рифовые известняки среднего триаса, мощность которых достигает 500 м.

Породы верхнего триаса, представленные черными сланцами и песчаниками, нередко обладающими градационной слоистостью, образуют толщу мощностью не менее 2000 м и постепенно сменяются песчаниками, сланцами и конгломератами нижней и средней юры (500–600 м). В верхней части разреза триаса, а также в ниже- и среднеюрских отложениях встречаются порфириды. Выше залегает толща известняков, отвечающая по возрасту верхней части батского яруса средней юры и верхней юре (до 700–900 м). На Западном Памире в пределах Язгулемского хребта и далее к востоку в разрезах, приуроченных к северной части Центрального Памира, юрские известняки согласно перекрываются красноцветными терригенными породами, которые принадлежат самым верхам юры (титон?), нижнему мелу и, возможно, нижней части верхнего мела (до 1200 м). В этих же разрезах выше согласно залегают верхнемеловые рудистовые известняки, мощность которых изменяется от десятков метров до 1000 м, и иногда вулканогенно-осадочные отложения палеогена. В разрезах, расположенных в южной части Центрального Памира, маломощные верхнемеловые известняки с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании залегают на породах верхнего триаса и юры и согласно перекрываются пестроцветными палеогеновыми отложениями (Дронов, 1962). Характер разреза и мощность палеогеновых отложений в пределах Центрального Памира подвергаются существенным изменениям (Швольман, 1977). На Западном Памире в нижнем течении р. Бартанг в разрезе палеогена преобладают андезиты и андезит-базальты, сменяющиеся выше туфами риолитов и риолито-дацитов и затем известково-глинистыми сланцами (Дронов, 1963; Таджидинов, 1968). Мощность палеогеновых (преимущественно эоценовых?) отложений достигает здесь 1700 м. На Восточном Памире

мощность палеогена уменьшается (в долине Пшартов до 800–1000 м) за счет сокращения до 200 м эффузивов и туфов. Вулканогенные породы подстилаются здесь серыми и красновато-бурыми алевролитами, песчаниками и конгломератами и перекрываются пестроокрашенными известковистыми песчаниками, алевролитами и мергелями лагунно-морского происхождения (Гусев и др., 1972; Гусев, 1972; Дюфур, Швольман, 1972; Швольман, 1977). В восточной части зоны (бассейн р. Танымас, долина Пшартов и далее к востоку) на палеогеновых отложениях с размывом залегают красноцветные континентальные конгломераты и песчаники миоцена (?), включающие линзы оливиновых базальтов и трахибазальтов мощностью 50–70 м. Мощности миоценовых отложений не менее 500 м.

Особенности геологического развития Центрального Памира рассмотрены в статьях (Дюфур, 1962, 1972). Геосинклинальное развитие, по крайней мере в пределах северной части зоны, началось, очевидно, еще в венде в результате раскола, раздвигания и погружения байкальского или более древнего фундамента. Миогеосинклинальные отложения венда (?) и нижнего палеозоя мощностью 4500–5000 м развиты в северной части зоны на Западном Памире. На Восточном Памире нижнепалеозойские отложения сохранились лишь в виде останцов альпийского тектонического покрова. К северу от миогеосинклинального прогиба в раннем палеозое располагалась эвгеосинклинальная зона, в пределах которой происходило образование спилит-кератофировой формации, слагающей сейчас хр. Тузгуны-Терескей к северу от Рангульской котловины. В течение среднего палеозоя и в начале позднего палеозоя продолжалось энергичное погружение миогеосинклинали Центрального Памира, что привело к накоплению здесь карбонатных толщ мощностью 2500 м, а позже терригенных отложений (2000 м). Эвгеосинклинальная зона располагалась в это время на территории Северного Памира. К концу палеозоя произошло ее замыкание. Тогда же новый эвгеосинклинальный прогиб (Рушанско-Пшартская зона) заложился к югу от Центрального Памира. Территория Центрального Памира в триасе и юре сохраняла черты миогеосинклинали, в пределах которой накапливались терригенные флишеидные, а затем и карбонатные отложения (до 3500 м). В конце юрского периода геосинклинальное развитие зоны сменилось орогенным. На орогенном этапе зона Центрального Памира находилась в состоянии тангенциального сжатия, что привело к формированию сложной складчатой структуры толщ и образованию тектонических покровов. Указанные явления достигли максимального развития в конце палеогена и начале неогена, когда сопровождалась процессами метаморфизма и преимущественно гранитоидного магматизма.

Покровное строение Памира наиболее полно изучено С.В. Руженцевым (1968, 1971). Существование здесь тектонических покровов обосновывается также в работах К.Н. Паффенгольца и

М.И. Шабалкина (1936), Э.Я. Левена (1964), М.С. Дюфура и др. (1965), Ш.Ш. Деникаева (1972а), М.С. Дюфура (1972). Действительно, во многих пунктах рассматриваемой территории устанавливается залегание отложений нижнего и среднего палеозоя на породах верхнего палеозоя, мезозоя и палеогена. Нередко выше вновь залегают один или несколько пакетов, построенных мезозойскими и палеогеновыми отложениями. Указанные образования представляют собой аллохтон тектонического покрова или серии таких покровов. Нижний покров, построенный породами палеозоя, на Восточном Памире именуется Акбайтальским, а на Западном — Ванчским. Верхний покров, сложенный мезозойскими и палеогеновыми отложениями, выделяется на Восточном Памире под названием Зорташккольского, а на Западном — Язгулемского (Руженцев, 1968, 1971). Перекрытые шарьированными пластинами толщи рассматриваются в качестве относительного автохтона, который, по-видимому, также имеет покровное строение и включает в себя прежде всего собственно автохтон и параавтохтон. Породы автохтона обнажаются в пределах альпийских антиклинориев, тогда как останцы аллохтона слагают синклиории, а также периклинальные участки и крылья антиклинальных структур.

В альпийской структуре складчатой зоны Центрального Памира выделяется ряд вытянутых в субширотном направлении антиклинориев и синклиориев. В северо-западной части зоны вдоль долины р. Ванч располагается Ванчский синклиорий, который сильно редуцирован благодаря перекрытию герцинидами Северного Памира по плоскости Дарвазского надвига. В строении синклиория участвует серия тектонических пластин, сложенных разновозрастными отложениями палеозоя и мезозоя. Именно здесь предполагается положение корневой зоны тектонических покровов Центрального Памира (Руженцев, 1971; Дюфур, 1972). Далее к юго-востоку в пределах Ванчского хребта и северо-западного склона Язгулемского хребта располагается Ванч-Язгулемский (Ванчский) антиклинорий, в строении которого участвуют отложения венда, нижнего палеозоя и силура. Как показали исследования С.В. Руженцева (1971), для альпийской структуры Ванч-Язгулемского антиклинория характерны опрокинутые на юго-восток крупные лежачие складки, сопряженные с пологими надвигами. Вдоль северо-западного и юго-восточного крыльев антиклинория прослеживаются вытянутые в соответствии с простираемостью структур зоны нарушений. Они включают прямые или опрокинутые на юго-восток изоклинальные складки, в которые вторично сминаются осевые поверхности крупных лежачих антиклиналей и синклиналей. Нередко эти узкие вторичные складки рассечены продольными разрывами на серию крутых тектонических клиньев, в которых обнаруживаются лишь фрагменты этих складок. Такая структура наблюдается, например, в юго-западной части Язгулемского хребта, где породы претерпели значительный метаморфизм в связи с формированием

альпийской термальной антиклинали. На севере в верховьях р. Ванч, ледника Федченко и в нижней части ледника Грумм-Гржимайло Ванч-Язгулемский антиклинорий полностью перекрывается по плоскости Дарваз-Танымасского надвига палеозойскими толщами герцинид Северного Памира.

Далее к юго-востоку в пределах Язгулемского хребта располагается Язгулемский синклинорий, построенный отложениями от верхнего триаса до низов палеогена. Как показал С.В. Руженцев (1971), эти отложения вместе с подстилающими их местами пластинами пород ордовика, девона и перми образуют крупный останец аллохтона тектонических покровов. На северо-западном крыле синклинория они залегают по поверхности надвига на отложениях венда-нижнего палеозоя, слагающих Ванч-Язгулемский антиклинорий, а на юго-восточном крыле — на мезозойских и палеогеновых отложениях, участвующих в строении юго-западного продолжения Восточнопамирского антиклинория. На юго-западном центриклинальном окончании Язгулемского синклинория в районе пос. Рушан аллохтон полностью денудирован и обнажается контакт верхнетриасовых отложений, образующих автохтон в пределах Восточнопамирского антиклинория, с вендско-нижнепалеозойскими породами, развитыми в Ванч-Язгулемском антиклинории. При этом триасовые отложения надвинуты на вендско-нижнепалеозойские. И те, и другие толщи относительного автохтона подверглись здесь процессам альпийского метаморфизма (Язгулемский метаморфический комплекс).

Основание аллохтона образуют палеозойские породы, представляющие собой сохранившиеся неповсеместно останцы Ванчского покрова. Выше следует мощный Язгулемский покров. По данным С.В. Руженцева (1971), он состоит из трех тектонических пластин, образованных отложениями мезозоя. Породы, слагающие наиболее мощную (до 5 км) и хорошо обнаженную среднюю пластину, сматы в серию вытянутых на северо-восток линейных складок сложной конфигурации, осевые плоскости которых опрокидываются в одних случаях в северо-западном, а в других — в юго-восточном направлениях (Руженцев, 1971; Деникаев, 1972а). Шарнир Язгулемского синклинория ундулирует. Максимальное погружение его наблюдается от р. Қамочдара на юго-западе до р. Язгулемдара (правый приток р. Бартанг) на северо-востоке. Затем синклинорий выполаживается, но пластины пород аллохтона устанавливаются вдоль простираения его оси и далее к востоку вплоть до р. Кокуйбельсу. Дальнейшим продолжением Язгулемского синклинория на Восточном Памире служит Акбайтальский синклинорий, который через район перевала Акбайтал протягивается в Рангульскую котловину. В строении его принимают участие отложения всех систем палеозоя, которые слагают в его северной части Акбайтальский покров, а также преимущественно юрские, меловые и палеогеновые отложения, образующие Зорташкольский покров (Левен, 1964;

Дюфур и др., 1965; Руженцев, 1968). К северу от Акбайтальского синклиория в пределах хр. Зорташкол располагается Зорташкольский антиклинорий, сложенный метаморфизованными породами, имеющими, очевидно, верхнепалеозойский и триасовый возраст.

К юго-востоку от Язгулемского и к югу от Акбайтальского синклиориев располагается крупная антиклинальная структура, известная в литературе под названием Музкольского, Сарезского или Восточнопамирского антиклинория или мегантиклинория (Руженцев, 1971; Деникаев, 1972а; Дюфур, 1972, и др.). В строении Восточнопамирского антиклинория участвуют породы верхнего палеозоя, триаса и реже юры, а также несогласно перекрывающие их верхнемеловые и палеогеновые отложения. На Западном Памире он занимает южный склон Язгулемского хребта, частично северный склон Рушанского хребта и на юго-востоке срезается плоскостью Рушанско-Пшартского надвига. Шарнир антиклинория на этом участке погружается к юго-западу, так что в данном направлении преимущественно верхнепалеозойские отложения сменяются верхнетриасовыми, а они в свою очередь — палеогеновыми. К юго-западу от пос. Бартанг шарнир антиклинория вновь воздымается, и в его строении выделяются две антиклинальные структуры (на северо-западе — Рушанская, на юго-востоке — Падрудская), сложенные верхнетриасовыми сланцами, и разделяющая их Бартангская синклиналь, выполненная палеогеновыми вулканогенно-осадочными породами. Восточнопамирский антиклинорий в целом имеет симметричную форму, что устанавливается по характеру залегания верхнемеловых и палеогеновых отложений на его крыльях. В то же время структура верхнепалеозойских и триасовых песчаниково-сланцевых отложений в его пределах довольно сложна. Эти отложения образуют серии крутых складок, вытянутых в северо-восточном направлении и обычно испытывающих опрокидывание к северо-западу или юго-востоку. Иногда устанавливаются осложненные надвигами системы лежащих складок (например, на водораздельном пространстве между рр. Кудара и Мургаб). К востоку от р. Кудара и почти до низовьев р. Западный Пшарт шарнир антиклинория испытывает максимальное воздымание, и в строении его главную роль играют песчаники и сланцы ниже-среднекаменноугольного возраста (сарезская свита). Восточнее антиклинорий резко погружается, так что далее он образован преимущественно отложениями верхнего триаса и юры, которые местами перекрываются меловыми и палеогеновыми отложениями. Выше встречаются останцы аллохтона тектонического покрова, сложенные главным образом различными по составу и возрасту породами палеозоя. Новое воздымание структуры обнаруживается лишь у восточной окраины зоны, где на поверхности вновь появляются породы сарезской свиты. Рассматриваемый антиклинорий представляет собой главную структуру восточной части

Центрального Памира. Строение его здесь отличается сложностью. Он образован сериями лежащих складок и надвигов, в которых участвуют породы различного возраста, вплоть до палеогеновых. Опрокидывание структур и надвигание осуществляется на юге в северном направлении, а на севере — к югу. На пакеты лежащих складок и надвигов накладывается система более или менее прямых и пологих складок, оси которых вытянуты также в широтном направлении. Эти складки особенно наглядны в обнажениях (сарымуллинская антиклиналь, кукуртджилгинская синклиналь, джаанбайская антиклиналь, шатпутская антиклиналь и т.д.).

К северу от Восточнопамирского антиклинория располагается Акбайтальский синклиний (см. выше), а к югу — Пшартский синклиний, южное крыло которого почти повсеместно перекрыто породами Рушанско-Пшартской зоны или зоны Юго-Восточного Памира по поверхности Рушанско-Пшартского надвига. В строении Пшартского синклиория принимают участие главным образом меловые, палеогеновые и миоценовые отложения. Присутствуют и более древние породы (вплоть до кембрийских), которые слагают останцы тектонических покровов.

Дарваз-Танымасский и Рушанско-Пшартский надвиги, ограничивающие территорию Центрального Памира с севера и юга, представляют собой позднеальпийские нарушения, которые сформировались, по-видимому на месте более древних разрывов, поскольку они разделяют зоны, характеризующиеся различными разрезами отложений и, следовательно, отличающиеся особенностями геологического развития по крайней мере в позднем палеозое и мезозое. На активность Дарваз-Танымасского надвига в кайнозое указывает срезание им альпийских структур Ванчского синклиория и Ванч-Язгулемского антиклинория, а также частичное перекрытие Язгулемского и Акбайтальского синклинириев, в строении которых принимают участие шарьированные отложения верхнего мела и палеогена. Рушанско-Пшартский надвиг перекрывает не только палеогеновые, но и миоценовые отложения (бассейн р. Западный Пшарт).

Эндогенные процессы

В течение собственно геосинклинального этапа развития Центрального Памира (от венда до юры) эндогенные процессы проявлялись лишь в виде вулканической деятельности. Присутствие продуктов вулканизма в отложениях различного возраста и их состав указаны при описании стратиграфии. На орогенном этапе (мел-кайнозой) наряду со складкообразованием и формированием тектонических покровов интенсивно проявился не только эффузивный, но и интрузивный магматизм, а также высокотемпературный зональный метаморфизм, приведший к становле-

нию Центральнопамирского метаморфического пояса. Процессы метаморфизма и магматизма достигли максимального развития в палеогене и миоцене. Об этом свидетельствуют как результаты определения радиологического возраста магматических¹ и метаморфических пород, так и геологические данные. Действительно, интрузивные тела прорывают толщи пород разного возраста, вплоть до палеогеновых, и пересекают альпийские складчатые структуры. Процессы метаморфизма также накладываются на разновозрастные толщи, слагающие геосинклинальный прогиб Центрального Памира. Во многих местах в пределах Язгулемского и Музкольского хребтов, а также в районе к югу от Рангкульской котловины процессы метаморфизма захватывают породы верхнетриасового возраста, а в восточной части Музкольского хребта также и породы, для которых, по данным И.А. Гусева (1973), в неметаморфизованных разрезах устанавливается палеогеновый возраст.

Формирование метаморфического пояса было связано с резким поднятием геоизотерм и образованием серии термальных антиклиналей, вытянутых в соответствии с простиранием складчатых структур (Дюфур и др., 1970). С востока на запад устанавливаются следующие термальные антиклинали (рис. 5): 1) Шатпутская (к юго-востоку от Рангкульской котловины); 2) Джаланская (в восточной части хр. Музкол), объединяемая с Шатпутской под названием музкольского метаморфического комплекса; 3) Кударинская (в западной части хр. Музкол) и ряд термальных антиклиналей в пределах восточной части Язгулемского хребта (бассейн рр. Язгулемдара, Хабарвив-Хац и др.) и в Ванчском хребте (бассейн р. Лянгар и далее к востоку); 4) Язгулемская (в юго-западном окончании Язгулемского хребта); 5) Поршневская (на северо-западном склоне Рушанского хребта к северу от Хорога).

Для большей части термальных антиклиналей Центральнопамирского метаморфического пояса характерен метаморфизм кианит-силлиманитового типа. В связи с увеличением температуры и давления по направлению к осевым частям термальных антиклиналей наблюдается переход от зеленосланцевой к амфиболитовой фации. В участках максимального развития метаморфизм сменялся ультраметаморфизмом и анатектическим гранитообразованием, которые сопровождалась регионально проявленным

¹ Лишь для пород основного и ультраосновного состава $K-Ar$ методом получены датировки, варьирующие в пределах от 11 до 1500 млн. лет (Агеева, 1976). При этом максимальные значения возраста дают слабометаморфизованные ультрабазиты (бассейн р. Сарыджилга и др.), располагающиеся среди фаунстически охарактеризованных пород, возможность докембрийского возраста которых исключена.

кремнекислотно-щелочным (преимущественно натриевым) метасоматозом, выразившимся главным образом в альбитизации и скаполитизации пород. В ядрах термальных антиклиналей располагаются поля мигматитов, пегматитов и гранито-гнейсов, которые завершают ряд метаморфических преобразований. Здесь же, как правило, располагаются и перемещенные граниты, сформировавшиеся за счет поступления магматического расплава из более глубоких зон анатексиса.

Процессы метаморфизма протекали сопряженно с деформациями толщ. В самом широком смысле устанавливается синхронность метаморфического события (Саттон, 1967) со складчатостью и покровообразованием. Формирование тектонических покровов началось до того, как процессы метаморфизма достигли высоких горизонтов, а закончилось после их завершения. Так, метаморфизму подверглись породы палеозойского и мезозойского возраста, слагающие аллохтон ранних тектонических покровов (правобережье урочища Кукуртджилга на Восточном Памире и др.); вместе с тем во многих пунктах в Язгулемском и Музкольском хребтах и в районе к югу от Рангульской котловины на метаморфические толщи надвинуты с севера неметаморфизованные отложения.

Как известно, для ранней стадии деформационного цикла характерны высокая пластичность пород и образование систем лежащих складок. Позже осуществляется переход к жестким деформациям и образованию наложенных систем прямых складок, а также разрывных нарушений (Миллер, 1973, и др.). Устанавливается, что процессы метаморфизма приурочены главным образом к первой стадии деформационного цикла, причем уже в начале ее в ядрах термальных антиклиналей достигаются условия ультраметаморфизма. Максимальное распространение метаморфических процессов в вертикальном и горизонтальном направлениях достигается к концу этой стадии, после чего они быстро идут на убыль, что, вероятно, и является причиной перехода от пластических к жестким деформациям толщ. Такая закономерность обнаруживается не только на Центральном Памире, но и во многих других регионах, в частности в каледонидах Шотландии и Альпах (Johnston, 1963; Thakur, 1973, и др.).

Наиболее ранние системы мелких лежащих складок проявляются лишь в высокометаморфизованных породах в ядрах термальных антиклиналей, тогда как единая система крупных лежащих складок более поздней генерации захватывает как метаморфизованные, так и неметаморфизованные отложения (Дюфур и др., 1970, рис. 5, 6). Процессы метаморфизма постепенно распространялись от ядра термальной антиклинали на окружающие толщи. Поэтому складки одной и той же генерации в центральной ее части деформировали уже метаморфизованные породы, тогда как по периферии они развивались в слабее измененных

отложениях. Тепловой фронт достигал их здесь уже позже, вследствие чего происходило наложение метаморфизма на складчатые структуры. Например, на южной окраине джаланской термальной антиклинали в верховьях р. Аксай в пределах опрокинутой к северу гигантской лежащей складки, построенной терригенными породами верхнего триаса и низов юры, на протяжении 2-3 км устанавливается переход от ставролитовой зоны в лежащем крыле через зону хлоритоида к серицит-хлоритовой зоне - в висячем крыле (зональность кианит-силлиманитового типа с широким развитием кианита в хлоритоидной и ставролитовой зонах). Прямые складки второй стадии деформационного цикла нарушают как осевые поверхности лежащих складок, так и термальные антиклинали.

В пределах Центрального Памира широко распространены интрузии различного состава - от ультрабазитов до лейкократовых гранитов. Габброиды и пироксениты, реже перидотиты, образуют пластообразные или линзовидные бескорневые (по геофизическим данным) тела мощностью от нескольких метров до 2 км. Они вытянуты в соответствии с простиранием толщ и располагаются обычно вдоль разрывных нарушений или контактов терригенных и карбонатных пород. На Западном Памире тела пород основного и ультраосновного состава объединяются под названием зайчского, а на Восточном - кукуртского комплексов (Халилов, 1969; Дмитриев, Минаев, 1972; Володин и др., 1974; Расчленение..., 1976). Тела габброидов и пироксенитов распространены среди отложений различного возраста (от вендских до палеогеновых), причем как внутри термальных антиклиналей, так и за их пределами. Внедрение их на орогенном этапе альпийского тектонического цикла происходило, по-видимому, неоднократно. В пределах альпийских термальных антиклиналей встречаются наиболее ранние, дометаморфические тела пород основного состава, которые подверглись рассланцеванию и метаморфизму вместе с вмещающими породами. Особенно широко развиты более поздние тела габброидов и пироксенитов, не претерпевшие рассланцевания, но в той или иной мере подвергшиеся процессам метаморфизма и щелочного метасоматоза. Входящие в их состав породы, как правило, превращены в амфиболиты. В них проявляются альбитизация, скаполитизация и нефелинизация. Такие тела сформировались, очевидно, внутри метаморфического события, но между отдельными его эпизодами (Саттон, 1967), т.е. в период относительного ослабления метаморфических процессов, вызванного, вероятно, отступлением теплового фронта. Возможно, что некоторые из этих тел представляют собой протрузии мантийского материала, перемещенные в верхние горизонты земной коры в процессе складчатости и надвигообразования. Наконец, дайки пород основного состава в ряде случаев секут как метаморфические породы, так и гранитоиды. Формирование тел основных и ультраосновных пород в процессе

развития зональных метаморфических комплексов представляет собой широко распространенное явление. Оно описано в каледонидах Шотландии (Johnston, 1963, и др.) и Норвегии, в герцинидах Центральной Европы, в альпийских комплексах Японии, в докембрийских образованиях Балтийского щита и т.д.

В пределах зоны Центрального Памира широко распространены и гранитоиды, главная масса которых приурочена к районам развития метаморфических толщ (Хамидов, 1956; Буданов, 1964; Афиногенова, 1968; Дмитриев, Минаев, 1972; Володин и др., 1974; Расчленение..., 1976; Петрология..., 1978).² На Западном Памире выделяют четыре интрузивные фазы, которые некоторыми геологами рассматриваются в качестве самостоятельных комплексов. К первой фазе относятся кварцевые диориты, диориты и монзониты, ко второй – гранодиориты и роговообманковые граниты, к третьей – биотитовые граниты, к четвертой – лейкократовые граниты, аляскиты, плагиограниты. Встречаются как однофазные плутоны, так и тела, представленные породами разных фаз. Наиболее обычные формы тел – пластообразная и штокообразная. Гранитоиды прорывают породы от вендского до палеогенового возраста. В частности, в Язгулемском хр. Камочдаринский массив диоритов и гранодиоритов интрузирует аллохтонные толщи мезозоя вплоть до нижнемеловых, которые далее к востоку согласно перекрываются отложениями верхнего мела и палеогена. На северо-западном склоне Рушанского хребта диориты и граниты Сохчарвского массива имеют интрузивные контакты с эффузивами палеогена. В юго-западной части Язгулемского хребта наряду с интрузиями широко распространены автохтонные гранито-гнейсы и альбититы, которые рассматриваются как результат развития процессов ультраметаморфизма и метасоматоза в ядре альпийской термальной антиклинали.

На Восточном Памире автохтонные гранитоиды (гранито-гнейсы и плагиогранито-гнейсы) вместе с окаймляющими их полями мигматитов и пегматитов также приурочены к осевым частям термальных антиклиналей – главным образом Шатпутской и Джаланской. Среди интрузивных образований Восточного Памира выделяются четыре комплекса или фазы. Наиболее ранние интрузии, сложенные кварцевыми диоритами (Пангазджилгинский комплекс), присутствуют на южной окраине шатпутской термальной антиклинали, где они прорывают отложения каменноугольного возраста (сарезская свита), а сами прорваны гранитами шатпутского комплекса. Шатпутский (нагаракумский) комплекс включает граниты (шатпутский тип) и плагиограниты (джаланский тип), расположенные среди глубокометаморфизо-

² Наряду с указанными исследователями гранитоиды Центрального Памира изучали А.М. Месхи, Г.С. Аверьянов, М.Б. Акрамов, а также авторы и другие геологи.

ванных отложений. Их состав отвечает составу тех автохтонных гранитоидов, с которыми они связаны пространственно и генетически. Очертания массивов шатпутского комплекса конформны с вмещающими породами, а внутри них присутствуют ненарушенные пластовые ксенолиты, которые, как и теневые структуры в гранитах, совпадают с залеганием вмещающих толщ. По-видимому, гранитоиды шатпутского комплекса имеют параавтохтонный характер. При их формировании магма испытала сравнительно небольшое перемещение от места генерации, тогда как кварцевые диориты Пангазджилгинского комплекса образовались в результате поступления расплава из более глубоких зон анатексиса.

К гранитам близки по времени образования кварцевые сyenиты Тузакчинского (Акджилгинского) комплекса, которые в отличие от гранитов занимают секущее положение по отношению к метаморфической зональности и интродуцируют как метаморфизованные, так и неизмененные породы. Дайки, штоки и трещинные тела более молодых гранитов объединяются под названием бердышского комплекса (Дмитриев, Минаев, 1972). Наконец, последними в ряду интрузивных образований Центрального Памира стоят калиевые щелочные породы дункельдыкского комплекса, детально изученные Э.А. Дмитриевым (1976). Образование этих пород в неогене (плиоцене?) связано с глубокими расколами консолидированной коры и знаменует переход Памира к постгеосинклинальной стадии развития. Они накладываются на структуры как зоны Центрального Памира, так и зоны Юго-Восточного Памира.

СТРУКТУРНОЕ РАЗВИТИЕ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Специальные структурные исследования метаморфических комплексов проводились с целью выяснения истории их деформации и выполнялись путем установления рядов последовательно развивающихся структурных форм или структурных рядов. Опыт подобных исследований показывает, что таким путем можно не только получить наиболее полное представление о структурном развитии комплексов во времени, но и решить ряд принципиальных вопросов; об их моно- или полициклическом развитии, возрастном соотношении и др.

Для краткости и удобства изложения структурных данных введены обозначения: этапов деформации - D , складок - F , сланцеватости, кливажа - S , линейности - L , надвигов, покровов - N , трещин - Fr , кинк-зон - KZ . Цифровые индексы отвечают порядковым номерам этапов деформации. Например: D_4 - четвертый этап деформации; F_5 - складки пятого этапа деформации; N_6 - надвиги, покровы шестого этапа деформации и т.д.

Музкольский комплекс

Музкольский метаморфический комплекс развит в восточной части тектонической зоны Центрального Памира и связан с двумя крупными термальными антиклиналями - Джаланской на западе и Шатпутской на востоке. За пределами термальных антиклиналей в пределах рассматриваемой тектонической зоны выделяется ряд последовательно развитых структурных форм, из которых наиболее отчетливо устанавливаются ранние (дометаморфические) покровы N_0 , крупные лежачие изоклинали F_1 , системы прямых или опрокинутых складок F_2 преимущественно субширотного простирания и поздние (постметаморфические) покровы N_3 . Этот структурный ряд (табл. 1, графа 3) служит тем фоном, на котором выделяются значительно более сложно дислоцированные образования музкольского комплекса. Не менее

важен общий метаморфический фон тектонической зоны Центрального Памира. Совсем неметаморфизованные породы имеют ограниченное распространение и обнажаются в некоторых поздних тектонических покровах, сложенных породами палеозоя, мезозоя и кайнозоя и сохранившихся главным образом на южной и северной окраинах тектонической зоны. Отложения того же возраста, подстилающие эти покровы и слагающие большую часть территории, практически повсеместно метаморфизованы не ниже низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев. При переходе от общего структурно-метаморфического фона к термальным антиклиналям, по мере повышения степени метаморфизма наблюдается одновременное усложнение структуры. Можно выделить по крайней мере две структурно-метаморфические зоны: первая, отвечающая общему структурно-метаморфическому фону вне термальных антиклиналей и окраинам термальных антиклиналей, и вторая, соответствующая их центральным частям.

Переходы от общего структурно-метаморфического фона тектонической зоны к южной окраине Джаланской термальной структуры прослежены в долине р. Аксай, где обнажаются верхнетриасовые и ниже-среднеюрские песчаники, алевролиты, известняки. В этом разрезе степень метаморфизма повышается от низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев до ставролит-хлорит-мусковитовой субфации фации эпидотовых амфиболитов. В низкотемпературных породах сланцеватая текстура отсутствует. По мере продвижения к центру термальной структуры и повышения метаморфизма в породе появляется параллельная слоистости сланцеватая текстура — сначала неявная, потом все более совершенная, выраженная плоско-параллельным расположением метаморфических минералов и прежде всего слюды. В верховье р. Аксай, в зоне максимального метаморфизма, на левом борту долины, где обнажается крупная лежащая изоклиная складка, отчетливо видно, что развитая в породе сланцеватая текстура располагается параллельно крыльям складки и пересекает слоистость в замке, т.е. отвечает ее осевой поверхности. Развитие первой кристаллизационной сланцеватости — параллельно осевым поверхностям крупных изоклиальных складок — устанавливается повсеместно на окраинах термальных структур. В частности такая картина наблюдается на северном склоне Музкольского хребта — в нижнем течении р. Белеули, в окрестностях пос. Чичекты, в нижнем течении р. Зор-Бурлюк и в других районах. Таким образом, периферические части термальных структур отличаются от общего структурного фона тектонической зоны появлением сланцеватости, параллельной осевым поверхностям крупных изоклиналей (табл. 1, графа 4).

Для выяснения структурной ситуации в центральных частях термальных антиклиналей детально изучены два участка: один — в центре Джаланской, другой — в центре Шатпутской термальных

Схема корреляции частных структурных рядов внешней части тектонической зоны Центрального Памира

| Сводная структурная шкала | Язгулемский комплекс (центральная часть Язгулемской термальной антиклинали) | Слабодетаморфизованные образования вне термальных антиклиналей | Музольский комплекс | | | | | | | |
|--|---|--|---|---|-----------------|------------------------|--------------------|-----------------|----------------|-------|
| | | | Окраины Джаланской и Шатпутской термальных антиклиналей | Центральные части Джаланской и Шатпутской термальных антиклиналей | | | | | | |
| | | | | Сасыкский участок | | | Шатпутский участок | | | |
| | | | | Сасыкский блок | Джаланский блок | Муз-Джилгинский покров | Кукуртский блок | Нижний покров | Верхний покров | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | |
| $D_9 - Fr_9$ - системы трещин | Fr_8 | | | F_7 | | F_7 | | | | |
| $D_8 - N_8$ - позднее (постметаморфическое) покровообразование | N_7 | N_3 | N_3 | N_6 | N_6 | N_6 | | | | |
| $D_7 - F_7$ - крупные и мелкие складки с пологими ОП | F_6, S_6 | | | | | | F_6 | F_6 | F_6, Kz_6 | |
| $D_6 - F_6$ - крупные складки северо-западного простирания, прямые и опрокинутые | F_5 | } F_2 | } F_2 | F_5 | F_5 | F_5 | F_5 | F_5 | F_5 | F_5 |
| $D_5 - F_5$ - крупные и мелкие складки северо-восточного или субмеридионального простирания, линейность L_5 | F_4, S_4 | | | | F_4 | F_4, L_4 | F_4 | | | |
| $D_4 - N_4$ - покровообразование | | | | | | | N_4 | N_4 | N_4 | |
| $D_3 - F_3$ - крупные лежачие изоклинали, S_3 - сланцеватость, кливаж | F_3 | F_1 | F_1, S_1 | F_3, S_3 | F_3 | F_3 | F_3, S_3 | F_3, S_3, L_3 | F_3 | |
| $D_2 - F_2$ - мелкие лежачие изоклинали, S_2 - сланцеватость, L_2 - бороздчатость, минеральная линейность | F_2, L_2 | | | F_2, S_2, L_2 | F_2, L_2 | F_2, S_2, L_2 | $F_2, L_2?$ | F_2, L_2 | F_2, L_2 | |
| $D_1 - S_1$ - кристаллизационная сланцеватость, F_1 - мелкие лежачие изоклинали, L_1 - бороздчатость, минеральная линейность | S_1, L_1 | | | S_1, F_1, L_1 | S_1, F_1, L_1 | F_1, L_1 | $S_1, F_1, L_1?$ | S_1, F_1 | S_1 | |
| $D_0 - N_0$ - ранние (дометаморфические) покровы | N_0 | N_0 | N_0 | N_0 | N_0 | N_0 | N_0 | N_0 | N_0 | N_0 |

Примечание. Здесь и далее ОП - осевые поверхности.

структур. Оба участка характеризуются сложной, неравномерно развитой пликативной структурой, непостоянством господствующих простираций. Структура изобилует многочисленными дизъюнктивными нарушениями различного возраста и неодинаковой геологической значимости. На карты (рис. 6, 7, см. вкл., с. 48) вынесены только те из них, которые имеют принципиальное значение для понимания структуры; все прочие не показаны, что позволило наиболее полно продемонстрировать характер пликативных дислокаций как результата многоэтапного структурного развития.

Сасыкский участок расположен на северном склоне Музкольского хребта и охватывает бассейн Северного Сасыка и Джалана. В пределах участка выделяются Сасыкский блок (домен I), Джаланский блок (домен II) и Муз-Джилгинский покров (домен III), разделенные дизъюнктивными нарушениями и отличающиеся по составу пород, метаморфизму, структуре. Сасыкский блок сложен двумя пачками - нижней, представленной разнообразными сланцами ($T_3 + J_{1+2}$), и верхней, сложенной мраморами ($J_{2+3?}$), с многочисленными подчиненными сланцевыми горизонтами. Породы равномерно метаморфизованы в условиях ставролит-гранат-мусковитовой субфации фации альмандиновых амфиболитов. Обе пачки - сланцевая и мраморная - совместно слагают крупные лежащие изоклинали, смятые в свою очередь в прямые складки северо-восточного и северо-западного простираций. Некоторые крупные изоклинали хорошо видны в скальных стенках долины Сасыка и его притоков. В ряде случаев их замки доступны для непосредственного исследования. В частности, детальному изучению подвергся замок крупной лежащей изоклинали, обнажающейся на правом склоне долины урочища Сасык, в 1,5 км выше его впадения в р. Сасык (рис. 8). Продолжение замка, осложненного дополнительными складками, наблюдается в скальных выходах противоположного склона долины. Осевая поверхность падает на восток-северо-восток под углом порядка $30-40^\circ$, шарнир погружается в восточном направлении под углом 35° (рис. 8, б). Такая ориентировка элементов складки определяется расположением ее на участке погружения свода более поздней крупной антиформы северо-восточного простираения. В обнажении видно, что в крупную лежащую изоклинали сминается не только слоистость, но и совпадающая с нею кристаллизационная сланцеватость S_1 , особенно отчетливо выраженная в сланцевых горизонтах. Более того, местами можно наблюдать единичные изоклинали складочки F_2 (рис. 8, г), осевые поверхности которых изгибаются относительно шарнира крупной изоклинали F_3 . В свою очередь мелкие складочки F_2 изгибают последнюю сланцеватость S_1 . Параллельно осевой поверхности рассматриваемой крупной изоклинали F_3 расположена слабовыраженная и не повсеместно проявленная сланцеватая текстура S_3 , заметная местами в карбо-

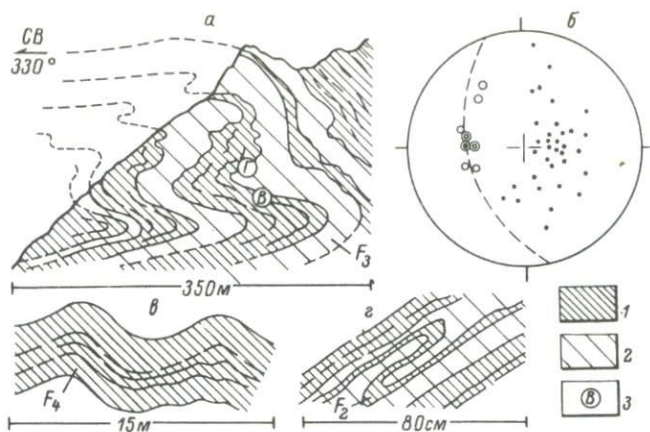


Рис. 8. Замок крупной изоклиальной складки (F_3) на правом склоне долины урочища Сасык.

а - общий вид обнажения, б - ориентировка важнейших плоскостных и линейных элементов, в - складки F_4 , г - складки F_2 , 1 - сланцы, 2 - мраморы, 3 - положение в общей структуре участков детальной зарисовки. На стереографической диаграмме: полюса сланцеватости S_1 , совпадающей со слоистостью (точки); шарниры F_3 (концентрические кружки); шарниры F_4 (кружки), шарниры F_5 (кружки с крестом); осевая поверхность F_3 (прерывистая линия).

натных горизонтах и практически отсутствующая в сланцах. В центральной и крайней юго-восточной частях обнажения лежащее крыло крупной изоклинали осложнено мелкими прямыми складками с шарнирами, погружающимися на восток-северо-восток (рис. 8, б, г). Наконец, на противоположном склоне долины, в обнажениях желтоватых полосчатых мраморов в разрезе, субпараллельном шарниру крупной изоклинали, видна еще одна система мелких прямых складок с шарнирами, погружающимися на юго-восток под углами $25-30^\circ$ (рис. 8, б). Непосредственные пространственные соотношения между двумя наложенными системами прямых складок F_4 , F_5 остались невыясненными.

Установленный структурный ряд характерен для всего Сасыкского блока. Следует его лишь продлить и уточнить характеристику структурных форм с учетом данных, полученных за пределами опорного обнажения. Структурные формы первого этапа деформации представлены не только послойной кристаллизационной сланцеватостью S_1 ; в ряде случаев были встречены и мелкие лежащие изоклиальные складки F_1 , относительно которых господствующая сланцеватая текстура S_1 располагается парал-

тельно осевой поверхности и пересекает слоистость в замках складок. Иногда фиксируется линейность L_1 , образованная пересечением сланцеватости S_1 со слоистостью, или представленная тонкой бороздчатостью. Гораздо больше распространена линейность L_2 , параллельная шарнирам складок F_2 . Она также представлена системой параллельных бороздок, обычно подчеркиваемых минеральным агрегатом. В большинстве случаев шарниры складок F_1 , F_2 и одновозрастная с ними линейность имеют ориентировку, близкую к шарнирам крупных изоклиналей F_3 , и погружаются под небольшими и средними углами в восточном и северо-восточном направлениях (рис. 9, а, см. вкл., с. 64). В то же время частично линейность имеет иное, часто субмеридиональное простирание, что, возможно, связано с непостоянной первичной ориентировкой линейных элементов.

Для крупных лежащих изоклиналей F_3 характерен устойчивый рисунок: северные подвернутые крылья – короткие, южные нормальные – длинные. Этот рисунок особенно хорошо виден на разрезе (рис. 6), построенном с учетом наблюдений, выполненных к западу от детально закартированного участка, где указанные структуры выходят на поверхность. Сланцеватость S_3 , параллельная осевым поверхностям складок, развита очень слабо или вообще не проявлена. Линейность, параллельная шарнирам, отсутствует. Ориентировка складок F_3 до проявления наложенной деформации была, вероятно, субширотной или восток-северо-восточной. В рассмотренном опорном обнажении складки F_4 и F_5 , наложенные на F_3 , представлены лишь мелкими формами, дополнительными к главным складкам северо-восточного и северо-западного простираний, в значительной степени определяющим структурный план Сасыкского участка. Ось главной антиформы северо-восточного простирания совпадает с долиной урочища Сасык и далее прослеживается по левому берегу р. Сасык в ее среднем течении. Смежная с антиформой синформа, расположенная южнее, уверенно картируется по общей смене юго-восточных падений северо-западными. Почти под прямым углом к северо-восточной системе складок прослеживается крупная антиформная складка северо-западного простирания, осложненная надвигом. В верховье р. Джалана картируются более мелкие прямые складки северо-западного простирания. В долине р. Сасык, в месте пересечения двух главных антиформ северо-восточного и северо-западного простирания, развита куполовидная структура, западная часть которой скрыта под Муз-Джилгинским покровом. Такие соотношения не позволяют определить относительный возраст складок северо-восточного и северо-западного простираний, поскольку интерференционные структуры, обусловленные наложением прямых складок на прямые, в принципе не находят однозначной интерпретации. С другой стороны, согласно принципу соответствия структурных форм полям напряжений, пересекающиеся системы складок не могут оказывать

ся разновозрастными (Миллер, 1976). По аналогии с язгулемским комплексом складки северо-восточного простирания условно принимаются более древними, складки северо-западного простирания – более молодыми; соответственно первые обозначаются F_4 , вторые – F_5 .

Все названные системы складок срезаются поверхностью надвига, отделяющего Сасыкский блок от Муз-Джилгинского покрова, что позволяет рассматривать позднее покровообразование как проявление очередного, шестого, этапа деформации N_6 . На этом структурная история Сасыкского блока не завершается. Явные следы деформации – по крайней мере три системы трещин – несет массив сиенитов, расположенный одним краем в породах Сасыкского блока, другим – в Муз-Джилгинском покрове. Такие соотношения сиенитового массива с автохтоном и аллохтоном не оставляют сомнения в том, что сиениты интродировали после формирования Муз-Джилгинского покрова и, следовательно, трещины, развитые в пределах массива, заведомо отражают поля напряжений, возникшие позже покровообразования. Эти трещины специально не анализировались и условно отнесены к одному (седьмому) этапу деформации F_{r7} . Синхронная трещиноватость распространена и во вмещающих породах, но в них выделить трещины, развившиеся после покровообразования, от многочисленных более ранних – задача очень трудная, которая настоящими исследованиями не преследовалась, как и вообще выполнение специального трещинного анализа. Сложное пространственное соотношение разновозрастных структурных форм привело, соответственно, к сложному и в силу этого весьма нечеткому суммарному распределению полюсов слоистости и совпадающей с нею сланцеватости S_1 (рис. 9, б). В то же время бросается в глаза, что это распределение по существу близко к частному распределению тех же плоскостных элементов в рассмотренном опорном обнажении (рис. 8, б). Структурный ряд, установленный для Сасыкского блока, суммирован в табл. 1 (графа 5).

Джаланский блок сложен гранат-ставролит-биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотитовыми гнейсами и сланцами с редкими подчиненными горизонтами мраморов. Возраст пород определяется предположительно как $T_3 + J_{1+2}$. Это наиболее глубоко метаморфизованные породы из всех известных в Джаланской термальной структуре, отвечающие условиям ставролит-гранат-жедритовой, гранат-кианит-биотит-мусковитовой субфаций фации альмандиновых амфиболитов с проявлением $Na-Si$ метасоматоза. На обширной территории породы мигматизированы, а в центральной части превращены в биотитовые и биотит-жедритовые плагиогранито-гнейсы (γ_1^A), среди которых располагаются два небольших тела щелочных гранитоидов (γ_2^A). Плагиогранито-гнейсы слагают ядро Джаланской антиформы – крупной складки

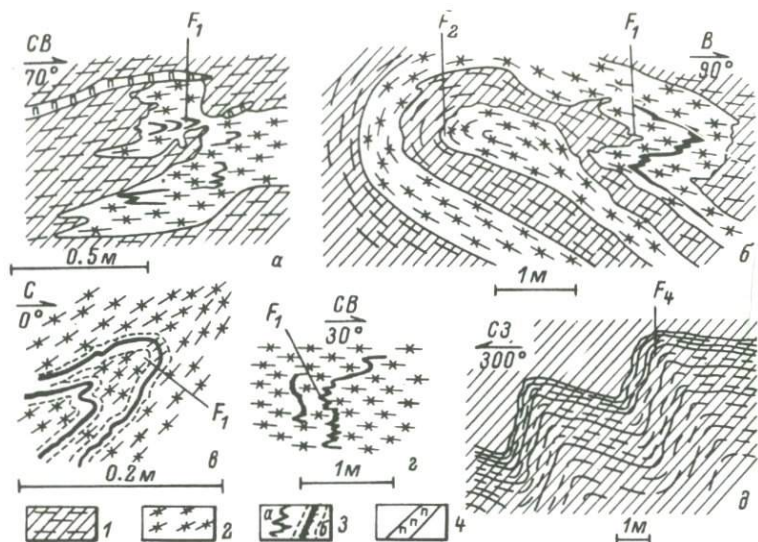


Рис. 10. Мелкие структурные формы Джаланского блока.

1 - породы субстрата, рассланцованные по S_1 ; 2 - биотитовые плагиогранито-гнейсы γ_1^A , рассланцованные по S_1 ; 3 - биотитовые (а) и ждрит-кварц-полевошпатовые (б) метасоматические жилы; 4 - пегматитовые жилы $\gamma_1^A(3)$. а - соотношение плагиогранито-гнейсов γ_1^A с субстратом и структурными формами D_1 ; б - складки F_1 и F_2 в плагиогранито-гнейсах γ_1^A ; в - ждрит-кварц-плагиоклазовые жилы, деформированные в складки F_1 ; г - биотитовые жилы, деформированные в складки F_4 .

северо-западного простирания, определяющей внутреннюю структуру блока.

Важнейшим деформационным плоскостным элементом, развитым в пределах всего блока, является кристаллизационная сланцеватость S_1 , единая для гранито-гнейсов, мигматизированных и немигматизированных пород. Сланцеватость почти повсеместно располагается параллельно слоистости, мигматитовой полосчатости или полосчатости гранито-гнейсов и в то же время пересекает под разными углами криволинейные контакты биотитовых плагиогранито-гнейсов с породами субстрата (рис. 10, а). Лишь в немногих обнажениях наблюдались мелкие лежащие изоклинальные складки F_1 , в замках которых сланцеватая текстура пересекает слоистость. В гранито-гнейсах складки F_1 , деформирующие реликты слоистой текстуры, встречаются очень

редко (рис. 10, б). Гораздо чаще можно наблюдать метасоматические жилы жадрит-кварц-полевошпатового, биотитового и иного состава, деформированные в мелкие птигматитовые складки, ориентированные таким образом, что сланцеватость располагается параллельно их осевым поверхностям (рис. 10, а, в, г), что указывает на принадлежность этих складок к первому этапу деформации.

Структурные формы второго этапа деформации представлены мелкими лежащими складками F_2 , сжатыми или изоклинальными. Эти складки изгибают слоистость и совпадающую с ней сланцеватость S_1 , мигматитовую полосчатость, плосчатость гранито-гнейсов (рис. 10, б), а также системы метасоматических жил. Шарниры складок F_1 , F_2 и сопровождающие их линейности L_1 , L_2 в большинстве случаев погружаются под пологими и средними углами в северных румбах. Крупные лежащие изоклинали F_3 в пределах изученной части Джаланского блока известны только на правом борту долины руч. Джалан.

Возможно, эти складки распространены более широко, но при довольно монотонном разрезе толщи, лишенной маркирующих горизонтов, остались невыявленными.

На следующем этапе деформации развились небольшие складки F_4 север-северо-восточного или субмеридионального простирания, проявившиеся локально, а также распространенные гораздо шире системы линейных элементов L_4 . Складки F_4 обычно представлены мелкими формами (рис. 10, д), часто переходящими в грубую гофрировку, нарушающую плоскостные элементы ранних этапов деформации и отчетливо наблюдающуюся на поверхности слоев. Осевые поверхности F_4 близки к прямым или опрокинуты на юго-восток; новая сланцеватая текстура, параллельная осевым поверхностям, не развита. Характерной особенностью складок является интенсивная линейность L_4 , параллельная шарнирам и представленная грубой гофрировкой, бороздчатостью — от грубой до тонкой, агрегатной минеральной линейностью, в частности агрегатами биотита и кварца. Линейность L_4 получила особенно широкое развитие в биотитовых плагиогранито-гнейсах и мигматизированных породах северо-восточного крыла Джаланской антиформы.

Главная структура рассматриваемого блока — Джаланская антиформа F_5 , опрокинута на юго-запад. Северо-восточное пологое крыло антиформы постепенно переходит в широкий, сложно построенный свод с локальным субгоризонтальным залеганием плоскостных элементов; юго-западное крыло запрокинута и круто падает на северо-восток. На водоразделе Джалана и Сасыка местами хорошо фиксируется пологое периклинальное замыкание, указывающее на погружение шарнира антиформы в северо-западном направлении. Дизъюнктивное нарушение, отделяющее Джаланский блок от Сасыкского, располагается преимущественно согласно со слоистостью и под средними и крутыми

углами падает на северо-восток. Судя по всему, это надвиг, по которому Джаланский блок надвинут на Сасыкский. Амплитуда смещения, вероятно, достигает первых километров, поскольку под поверхностью сместителя почти полностью скрывается крупная синформная складка, смежная с Джаланской антиформой. Восточнее закартированного участка, в бассейне р. Гурумды, амплитуда смещения постепенно уменьшается и надвиг затухает; одновременно из-под поверхности надвига выступает синформная структура, простираение которой становится близким к широтному. Очевидно, что надвиг развивался после формирования системы складок F_5 и потому относится к следующему этапу — D_6 . На этом деформационная история Джаланского блока завершается (табл. 1, графа 6).

Сводная диаграмма распределения полюсов сланцеватости S_1 по домену (рис. 9, в), построенная преимущественно по данным, полученным в северо-восточном крыле и своде Джаланской антиформы, отражает куполовидный характер структуры. Значительный разброс точек в субширотном направлении определяется присутствием складок F_4 северо-северо-восточного или субмеридионального простираений. Линейные элементы разных генераций (L_1, L_2, L_4) преимущественно ориентированы субмеридионально при пологих или средних углах погружения (рис. 9, г).

Муз-Джилгинский покров сложен пачкой сланцев и кварцитов ($T_3 + J_{1+2}$) и залегающими выше мраморами (J_{2+3} ?). Метаморфизм повышается с северо-запада на юго-восток от хлоритидно-ставролитовой субфации фации эпидотовых амфиболитов до ставролит-гранат-мусковитовой субфации альмандиновых амфиболитов. Структурные формы первого этапа деформации представлены кристаллизационной сланцеватостью S_1 , практически повсеместно совпадающей со слоистостью; единичные мелкие изоклинные складки F_1 обнаружены только в долине Муз-Джилги. Довольно широко распространены складки F_2 — мелкие и средние, лежащие, изоклинные, изгибающие кристаллизационную сланцеватость S_1 и местами обладающие слаборазвитой собственной сланцеватой текстурой S_2 . Параллельно шарнирам развиты линейные элементы L_2 — бороздчатость, подчеркнутая минеральной линейностью по агрегатам слюды и кварца. Шарниры складок F_2 и отвечающая им линейность L_2 простираются в субмеридиональном или северо-западном направлениях (рис. 9, д). Крупные лежащие изоклинали F_3 установлены на левом склоне долины урочища Сасык, на водоразделе рр. Сасык, Муз-Джилги и в долине последней. Их шарниры имеют пологое северо-западное простираение и в большинстве случаев оказываются расположенными под острым углом к линейным элементам второго этапа деформации (рис. 9, д). Отсюда разброс линейности L_2 можно представить как результат наложения изоклинных складок F_3 на пологую линейность субмеридионального простираения. Общая структура домена определяется двумя пологими

куполовидными антиформами, обрамленными пересекающимися под прямым углом сложно построенными синформами северо-восточного (F_4) и северо-западного (F_5) простираций. Возрастные соотношения между ними не установлены: более древний возраст складок северо-восточного простираения принимается условно. Относительно хорошо изучена Муз-Джилгинская синформа (F_5), примерно совпадающая с долиной р. Муз-Джилги: она осложнена крупной лежачей изоклиналью F_3 и пологим надвигом, по которому сланцы, обнажающиеся в северо-восточном куполовидном поднятии, надвинуты на мраморы (см. разрез на рис. 6). Распределение плоскостных элементов по домену в целом отражает общую пологую структуру с куполовидными поднятиями (рис. 9, е).

Муз-Джилгинский покров надвинут на Сасыкский блок по поверхности надвига, который повсеместно располагается субсогласно со слоистостью покрова, но местами срезает под острым углом слоистую текстуру автохтона. Это хорошо видно в долине среднего течения р. Сасык, где породы покрова перекрывают западное крыло куполовидной антиформы, образованной в месте пересечения складок северо-восточного и северо-западного простираций. При этом поверхность сместителя явно не деформируется в эти складки. Таким образом, не вызывает сомнения, что надвигообразование происходило после завершения дислокаций D_4 , D_5 и относится к следующему этапу D_6 . Завершают структурную историю Муз-Джилгинского покрова системы трещин F_{r7} , развитые в сиенитовом массиве. Существенно, что в автохтоне (Сасыкский блок) и аллохтоне (Муз-Джилгинский покров) находятся породы, прошедшие близкий путь структурных преобразований (ср. графы 5 и 7 табл. 1) и достигшие, повсеместно или локально, одинакового уровня метаморфизма, что при наличии зональности может иметь место только при условии сравнительно небольших горизонтальных перемещений.

Ш а т п у т с к и й у ч а с т о к расположен в западной части одноименного термального купола, в бассейне верхнего течения р. Зор-Бурлюк и ее левого притока р. Кукурт. В структурном отношении метаморфические образования, слагающие рассматриваемую территорию, подразделяются на Кукуртский блок (автохтон?) и два перекрывающие его и дислоцированные совместно с ним покрова, отличающиеся друг от друга вещественным составом, возрастом исходных осадков, характером проявления метаморфизма и ультраметаморфизма, особенностями пликативной структуры. Соответственно выделяются три домена, отвечающие Кукуртскому блоку (домен IV), нижнему (домен V) и верхнему (домен VI) покровам. Крайнюю юго-восточную часть участка занимает массив биотитовых гранитов $\gamma_2^{\text{ш}}$, прорывающих как автохтон, так и оба покрова.

Кукуртский блок сложен преимущественно сланцами и гнейсами с подчиненными горизонтами мраморов (C_{1+2} ?). Породы

метаморфизованы в условиях гранат-биотит-кианит-мусковитовой субфации альмандиновых амфиболитов с почти повсеместным проявлением процессов ультраметаморфизма. Широко развиты гранито-гнейсы $\gamma_{1(1)}^{\text{ш}}$ и турмалиновые пегматиты $\gamma_{1(1)}^{\text{ш}}$. Горные породы обнажаются в ядре крупной, сложно построенной Кукуртской антиформы, определяющей господствующие северо-западные простирания. Вероятный возраст исходных осадков - нижний-средний карбон. Древнейшим деформационным плоскостным элементом является совмещенная со слоистостью кристаллизационная сланцеватость S_1 , пронизывающая практически все разновидности пород, включая мигматиты и гранито-гнейсы. Несовпадение сланцеватости со слоистой текстурой установлено лишь в единичных обнажениях, в замках мелких изоклинальных складок F_1 . Аналогичные по размерам и форме складки, но изгибающие сланцеватость S_1 , отнесены ко второму этапу деформации. Шарниры складок F_2 характеризуются значительным разбросом, но в большинстве случаев погружаются на юго-запад под средними углами (рис. 11, а, д, см. вкл, с. 64). Близким пространственным распределением обладает довольно широко распространенная линейность $L_{1-2}?$; принадлежность ее ко второму этапу деформации не доказана. Очень возможно, что она, по крайней мере частично, относится к первому этапу. Все названные структурные формы деформируются крупными совершенно изоклинальными складками F_3 , закартированными в области контакта терригенных пород с мраморами. Три смежные складки F_3 , отчетливо маркируемые благодаря участию в них мраморов, прослеживаются на многие километры вдоль контактов с нижним покровом. Замки складок нечеткие, по-видимому, существенно переработанные сланцеватостью S_3 , параллельной осевым поверхностям изоклиналей. Шарниры складок, непосредственно не измеряются, по данным картирования, ориентированы в целом полого и меняют простирание согласно очертаниям складок. С осевыми поверхностями связаны тела турмалиновых пегматитов $\gamma_{1(1)}^{\text{ш}}$, варьирующие по мощности от мелких, измеряемых десятками сантиметров, до крупных, картируемых. Некоторые из них достигают мощности в сотни метров и прослеживаются по простиранию на несколько километров. Местами близкая к массивной текстура турмалиновых пегматитов нарушается слабо развитой системой рассланцевания S_3 , ориентированной согласно с простиранием пегматитовых тел.

Следующий, отчетливо проявившийся этап деформации привел к развитию Кукуртской антиформы F_5 - крупной изоклинальной складки северо-западного простирания шириной (по подошве нижнего покрова) более 5 км. Осевая поверхность складки опрокинута на северо-восток, соответственно оба крыла изоклинали под близкими углами - порядка 60° - падают на юго-запад. Шарнир интенсивно ундулирует, но в целом круто, местами под углом до 70° , погружается в северо-западном направлении.

Ундуляция шарнира антиформы приводит к разбросу линейных элементов L_{1-2} и может интерпретироваться как результат наложения складок северо-восточного простирания. В этом случае естественно было бы ожидать аналогичной ундуляции шарнира смежной синформы, чего в действительности не наблюдается. Поэтому более оправданно рассматривать ундуляцию как отражение неравномерного развития деформации, что характерно для областей распространения гранито-гнейсов. Близкая картина усложненного свода наблюдается и в Джаланской антиформе, где также развиты гранито-гнейсы.

Особого объяснения требует локальное падение степени метаморфизма ниже зоны мигматизации в ядре антиформы, где в общем случае можно было бы ожидать максимального проявления процессов ультраметаморфизма. Это явление находит объяснение, если принять, что максимум метаморфической перекристаллизации связан со становлением первой кристаллизационной сланцеватости S_1 , — крупные изоклинали F_3 деформируют уже сформированную к началу этапа D_3 систему изометаморфических поверхностей. В коротких перевернутых крыльях складок F_3 изометаморфические поверхности также должны быть перевернутыми — с глубокой метаморфизм должен падать, что и наблюдается в ядре Кукуртской антиформы. Можно также допустить, что Кукуртский „автохтон“ в действительности является покровным сооружением и подстилается породами, не испытавшими ультраметаморфизм, локально выступающими на поверхность в ядре антиформной складки.

Полюса сланцеватости S_1 , вынесенные на стереографическую диаграмму, для южной и центральной частей домена, где отчетливо проявляется изоклиальный характер Кукуртской антиформы, образуют сильный максимум, отвечающий ориентировке крыльев изоклинали; обратное падение отражает главным образом усложненное строение в области свода (рис. 11, а). В северо-западной части домена ориентировка плоскостных элементов отражает интенсивную ундуляцию шарнира складки при доминирующем погружении его в северо-западном направлении (рис. 11, б).

Нижний покров сложен светлыми полосчатыми мраморами, карбонатными сланцами, кварцитами с многочисленными горизонтиками ставролитовых сланцев. Наиболее вероятный возраст этих пород — $S_3 - T_2$. Породы метаморфизованы в условиях ставролит-гранат-мусковитовой субфации фации альмандиновых амфиболитов с локальным переходом в основании покрова к гранат-биотит-мусковитовой субфации без проявления ультраметаморфизма. Существенно карбонатные породы покрова в виде узкой полосы шириной от 300 м до 1.5 км окаймляют Кукуртскую антиформу с юго-запада, северо-запада и северо-востока. Надежно фиксируемые поверхности крупных надвигов, ограничивающие покров в подошве и кровле, позволяют оценить его мощ-

ность, которая варьирует от 150 м до 1 км. Одна из особенностей внутренней структуры покрова — неравномерное и непоследовательное развитие послышной кристаллизационной сланцеватости S_1 . Так, на левом склоне долины р. Кукурт, в 3–4 км от ее слияния с р. Зор–Бурулюк, сланцеватость S_1 , удовлетворительно развитая в ставролит–биотитовых сланцах, практически отсутствует в пачке переслаивания мраморов с кварцитами. В других местах сланцеватость S_1 развита слабо. Мелкие изоклинальные складки F_1 развиты только на участках интенсивного развития сланцеватости. Изоклинальные складки F_2 , тоже мелкие и весьма немногочисленные, изгибают сланцеватость и сопровождаются тонкой бороздчатостью L_2 , параллельной шарнирам. Крупные складки F_3 , определяющие внутреннее строение нижнего покрова, в крыльях Кукуртской антиформы часто раздавлены, превращены в совершенно изоклинальные формы, искажены будинажем, тогда как в области замка они сохранились сравнительно хорошо. В частности, именно там удалось надежно доказать срезание крыльев складок F_3 надвигами, ограничивающими покров в подошве и кровле. Со складками F_3 часто связан грубый минерализованный кливаж, который на участках слабого развития сланцеватости S_1 выступает в качестве доминирующего плоскостного элемента, ориентированного в общем случае под углом к слоистости. В ряде случаев кливаж S_3 не строго совпадает с осевыми поверхностями складок, а располагается под острым углом к ним, что может рассматриваться как результат некоторого запаздывания развития кливажа относительно складок. Линейность L_3 , параллельная шарнирам, представлена пересечением слоистости и совмещенной с нею сланцеватости S_1 , с кливажом S_3 , бороздчатостью разных порядков, иногда гофрировкой. Примерно параллельно осевым поверхностям внедрены мелкие и крупные жилы турмалиновых пегматитов, местами затронутые рассланцеванием S_3 . Часто жилы пегматитов испытывают будинаж, причем оси будин располагаются параллельно шарнирам F_3 .

Осевые поверхности и шарниры складок F_3 меняют ориентировку в зависимости от положения в Кукуртской антиформе. Это отчетливо видно из диаграмм, на которые вынесены среднее положение осевых поверхностей складок F_3 , их шарниры, линейность L_3 , полюса сланцеватости S_1 для замка антиформы (рис. 11, в), для области перехода от замка к северо-восточному крылу (рис. 11, г), для северо-восточного крыла (рис. 11, д). Распределение полюсов сланцеватости S_1 по дугам больших кругов, полюсами которых являются шарниры складок F_3 и параллельная им линейность L_3 , не оставляют сомнения, что складки F_3 определяют ориентировку слоистости и совпадающей с нею сланцеватости S_1 в пределах каждого участка покрова. Осевые поверхности складок F_3 повсеместно ориентированы круто, преимущественно соответствуют прости-

ранию покрова и падают согласно с ограничивающими его надвигами. Это значит, что именно они послужили той ослабленной системой плоскостных элементов, по которым произошли срыв и последующее перемещение покровов.

Место покровообразования в общей цепи структурных событий устанавливается достаточно определенно: поверхности сместителей срезают крылья складок F_3 и в то же время примерно отвечают их осевым поверхностям. Следовательно, к началу покровообразования или, во всяком случае, в ходе его складки F_3 существовали. С другой стороны, покровы совместно с автохтонном деформированы в Кукуртскую антиформу и синхронные с нею складки северо-западного простираня; значит, к началу формирования этих структур покровы были уже сформированы. Отнесение покровообразования к самостоятельному этапу деформации D_4 не является бесспорным: не исключено, что непосредственно предшествовавшие покровам складки являются всего лишь ранней стадией формирования покровов. С другой стороны, выделение этапа D_4 не может привести к грубой ошибке: при любой трактовке соотношений F_3 с покровами последовательность структурных событий остается неизменной. К последующему, пятому, этапу деформации, отчетливо проявившемуся в породах нижнего покрова, относится Кукуртская антиформа (F_5), подчинившая, как мы убедились, ориентировку всех ранее сформированных структурных форм.

Верхний покров обнажается на юго-западе, севере и особенно широко на северо-востоке Шатпутского участка, где породы покрова выполняют крупную синформную складку северо-западного простираня, смежную с Кукуртской антиформой. Покров сложен двумя толщами: песчаниково-сланцевой и существенно мраморной. Позднетриасовый – ранне-среднеюрский возраст песчаниково-сланцевой толщи ($T_3 + J_{1+2}$) определяется по находкам флоры в нижнем течении р. Зор-Бурулюк, где непосредственно прослеживаются породы покрова. В пределах покрова проявлен зональный метаморфизм, меняющийся от ставролит-хлорит-мусковитовой субфации фации эпидотовых амфиболитов в крайней северо-западной части Шатпутского участка через зону ставролит-гранат-мусковитовой субфации до гранат-биотит-кианит-мусковитовой и гранат-биотит-силлиманит-ортоклазовой субфаций фации альмандиновых амфиболитов с широким проявлением ультраметаморфизма в восточной части участка. На левом склоне долины р. Зор-Бурулюк в составе покрова установлены субсогласные тела габброидов β_1^w протяженностью до 3 км, метаморфизованные и деформированные совместно с осадочными породами и прорванные жилами биотитовых гранитов γ_2^w .

Структурные формы первого этапа деформации представлены только кристаллизационной сланцеватостью S_1 , строго параллельной слоистости: складки F_1 не обнаружены. Широко распространены мелкие и средние изоклиналильные складки F_2 , из-

гибающие S_1 и параллельная их шарнирам линейность L_2 . Линейные элементы второго этапа деформации погружаются в северо-западном направлении (рис. 11, е). Две смежные крупные изоклинали F_3 закартированы в области периклинального замыкания Кукуртской антиклинали; их осевые поверхности ориентированы примерно согласно с поверхностью надвига N_4 , отделяющего верхний покров от нижнего. Все названные структурные формы деформированы двумя крупными складками F_5 северо-западного простирания — охарактеризованной выше Кукуртской антиформой и смежной с нею синформой. Сложная структура синформы не вполне расшифрована, чему препятствует отсутствие надежных маркирующих горизонтов. Наиболее отчетливо распознается юго-восточное центриклинальное замыкание складки, осложненное рядом дополнительных форм. Шарнир синформы погружается на северо-запад согласно с линейными элементами D_2 , осевая поверхность опрокинута в юго-западном направлении, навстречу опрокидыванию Кукуртской антиформы. При прослеживании элементов залегания от оси Кукуртской антиформы до оси смежной с нею синформы отчетливо устанавливается переход от устойчивых юго-западных падений (характерных для Кукуртской антиформы) через зону вертикально залегающих пород к северо-восточным падениям, характерным для пород юго-западного крыла синформы. Приведенные особенности строения участка рассматриваются как результат проявления крупной складки F_6 с пологой осевой поверхностью, наложенной на систему складок северо-западного простирания и проявленной как в автохтоне, так и в обоих покровах (см. разрез на рис. 7). Отсюда смена юго-западных падений северо-восточными маркирует проекцию осевой поверхности этой складки на плоскость геологической карты. Такая интерпретация находит подтверждение в ряде обнажений верхнего покрова, где крутые крылья синформы F_5 локально деформированы в мелкие складки F_6 с пологими осевыми поверхностями, по которым местами развиваются кинк-зоны. В итоге для автохтона и покровов Шатпутского участка структурные ряды выглядят одинаково (табл. 1, графы 8-10).

Биотитовые граниты $\gamma_2^{\text{ш}}$, слагающие массив в юго-восточной части участка, прорывают Кукуртскую антиформу и смежную с ней синформу, т.е. являются заведомо более молодыми, чем структурные формы пятого этапа деформации.

Язгулемский комплекс

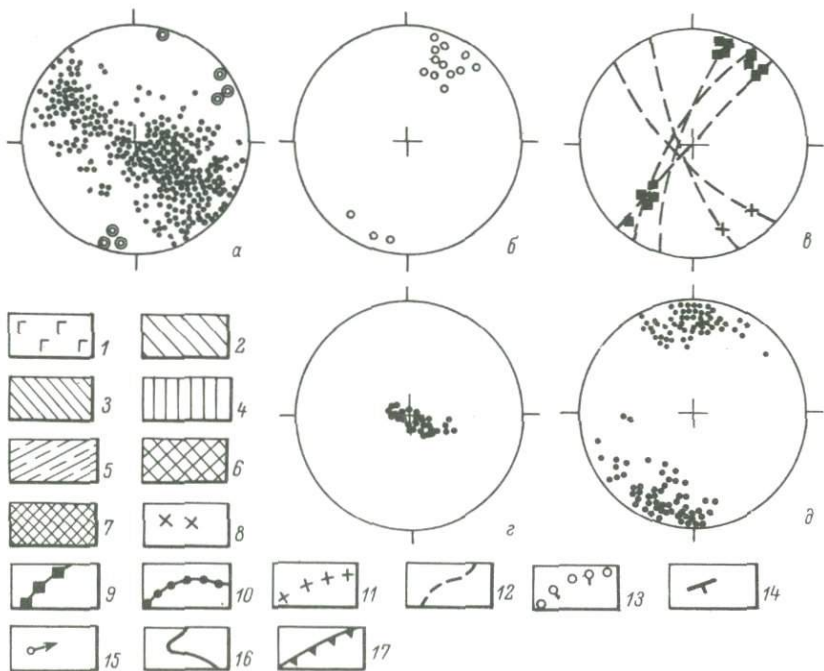
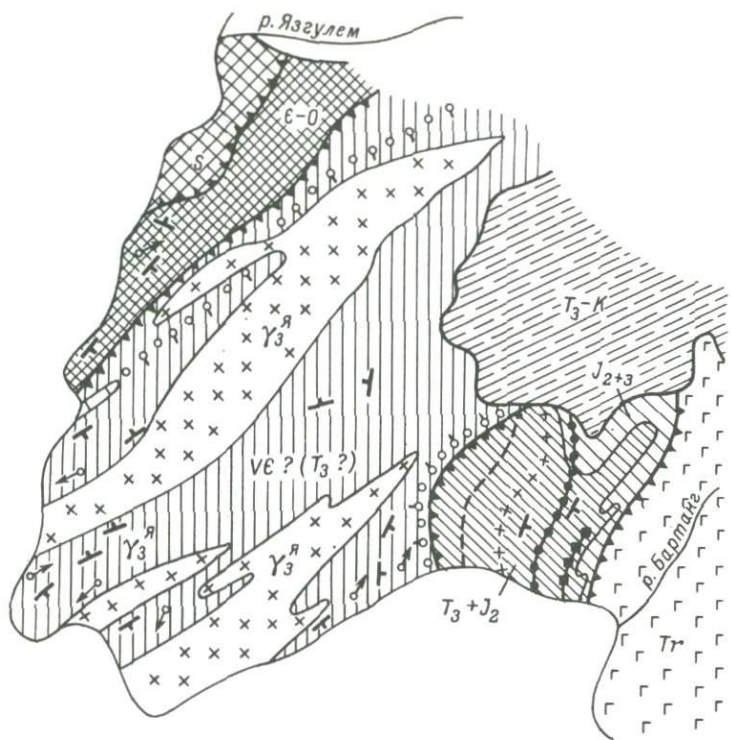
Язгулемский метаморфический комплекс, связанный с одноименной термалью структурой, расположен в западной части тектонической зоны Центрального Памира, на границе СССР с Афганистаном. На территории СССР ореол метаморфических

пород охватывает участок правобережья р. Пяндж между его правыми притоками Бартангом и Язгулемом и вытянут в северо-западном направлении – по простирацию тектонической зоны – на 40–50 км при ширине 20–25 км. Картируемая структура района представляет собою ряд тектонических чешуй, совмещенных по поверхностям надвигов и сложенных разновозрастными образованиями от нижнепалеозойских до кайнозойских (рис. 12). Надвиги имеют преимущественно северо-восточное простираение и падают на юго-восток под средними углами – согласно с господствующей ориентировкой слоистости.

Язгулемский комплекс изучался главным образом в разрезе по р. Пяндж, где с юго-востока на северо-запад в тектонических чешуях обнажаются: 1) практически неметаморфизованные основные эффузивы и песчаники палеогенового возраста; 2) разнообразие сланцы вомарской свиты ($T_3 - J_{1+2}$), согласно перекрытые мраморами (J_{2+3}), зонально метаморфизованные в условиях, меняющихся от биотит-мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев до ставролит-кианит-биотитовой субфации амфиболитовой фации; 3) биотит-кварц-плаггиоклазовые сланцы с единичными маломощными прослоями мраморов и глиноземистых сланцев ($V - C_{т?}$ или $T_3 ?$), метаморфизованные в условиях гранат-биотит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации, прорванные разновозрастными гранитоидами и локально подвергшиеся интенсивному натриево-кремниевому метасоматозу (язгулемская серия); 4) мраморы с подчиненными горизонтами сланцев кембрийско-ордовикского возраста, метаморфизованные в условиях ставролит-кианит-биотитовой субфации амфиболитовой фации; 5) мраморы силурийского возраста. На геологической карте выделяются изограды хлоритоида, граната, ставролита, кианита и граница проявления натриево-кремниевого метасоматоза. Разделенные надвигами, в различной степени метаморфизованные и неметаморфизованные породы, слагающие условный автохтон, перекрыты постметаморфическим Язгулемским покровом, включающим породы от поздне триасового до мелового возраста.

В изученном разрезе ни в одной из тектонических чешуй не представлялось возможным изучить переходы от общего структурно-метаморфического фона тектонической зоны к окраинным или центральным частям термальной структуры. Поэтому структурный ряд для язгулемского комплекса получен только в одном варианте: для центральной части термальной антиклинали.

Первый этап деформаций привел к развитию повсеместно развитой кристаллизационной сланцеватости S_1 , строго параллельной слоистости: складки, деформирующие слоистость и относящиеся к первому этапу, не обнаружены. В то же время установлены многочисленные мелкие складки F_1 , сминающие жилы различного генезиса и ориентированные под углом к сло-



истой текстуре. Жилы сложены альбитом, амфиболом, биотитом, кварцем, аплитом или имеют смешанный кварц-, альбит-амфиболовый, амфибол-битонитовый состав. Осевые поверхности складок, образованные жилами, повсеместно ориентированы параллельно сланцеватости S_1 , что придает им типичный „птигматовидный“ облик. Шарниры складок лежат в плоскости сланцеватости, но этим упорядоченность их ориентировки и ограничивается.

Полюса сланцеватости S_1 (слоистости), вынесенные на стереографическую диаграмму, распределяются по дуге большого круга и отвечают господствующему северо-восточному простиранию складчатых структур (рис. 12, а).

Второй этап деформации нашел отражение в развитии мелких асимметричных лежачих складок F_2 разных рисунков, изгибающих сланцеватость S_1 . Шарниры обычно ориентированы полого при устойчивом северо-западном или север-северо-западном простирании (рис. 12, б); параллельно им развиты бороздчатость и минеральная линейность L_2 , выраженная удлиненными агрегатами слюды и кварца. Распространение складок F_2 ограничено; сравнительно часто они встречаются только в западной части района, где приурочены к горизонтам карбонатных пород. В то же время линейность L_2 широко распространена в пределах комплекса.

Рис. 12. Схематическая геологическая карта язгулемского метаморфического комплекса.

1 - конгломераты, песчаники, основные эффузивы (Tr); 2 - мраморизованные известняки (J_{2-3}); 3 - зонально-метаморфизованные сланцы ($T_3 - J_2$); 4 - биотит-амфибол-плагиоклазовые и биотит-кварц-плагиоклазовые сланцы ($Ve?$ или $T_3?$); 5 - неметаморфизованные терригенные и карбонатные породы покрова - ($T_3 - K$); 6 - сланцы (S); 7 - мраморы с подчиненными горизонтами сланцев ($e - O$); 8 - биотитовые граниты (γ_3^A); 9-12 - изограды (9 - хлоритоиды, 10 - граната, 11 - ставролита, 12 - дистена); 13 - граница проявления $Na^+ - Si$ метасоматоза; 14-17 - структурные формы (14 - сланцеватость S_1 , параллельная слоистости, 15 - шарниры складок F_4 , 16 - надвиг в подошве покрова, 17 - прочие надвиги). На стереографических диаграммах: а - сланцеватость S_1 (точки), шарниры складок F_3 (концентрические кружки); б - шарниры складок F_2 ; в - шарниры складок F_4 (квадраты), шарниры складок F_5 (кресты), осевые поверхности F_4 , F_5 (пунктир); г - кливаж S_6 ; д - система трещин F_{r_8} .

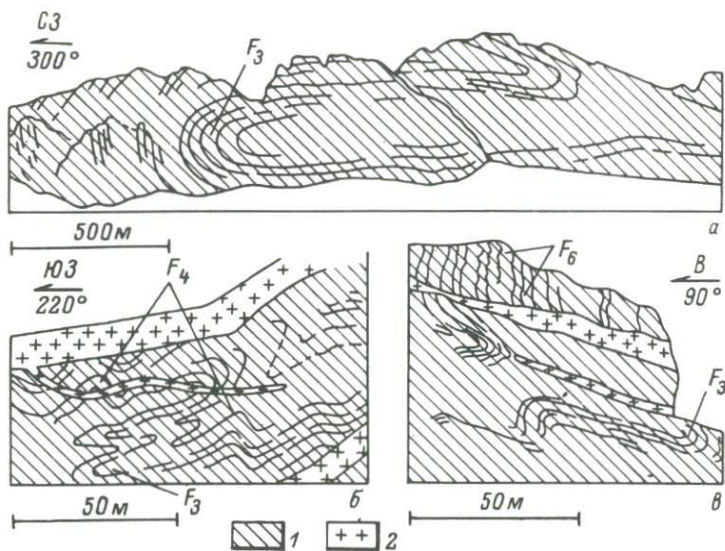


Рис. 13. Некоторые структурные формы язгулемского метаморфического комплекса.

а - складки F_3 в сланцах (1); б - соотношение складок F_3 и F_4 ; в - соотношение складок F_3 и F_6 с пластовыми телами гранитов (2).

К структурам третьего этапа деформации относятся преимущественно крупные лежачие изоклиналильные складки F_3 с пологими шарнирами северо-восточного простирания (рис. 12, а). Наиболее крупные из установленных складок F_3 обнажаются в породах вомарской свиты на правом склоне долины р. Пяндж над кишлаком Барушан (рис. 13, а). Со складками F_3 не связаны новые плоскостные или линейные элементы. Структуры этапа D_3 проявлены локально. Крылья лежачих складок F_2 и F_3 местами деформированы прямыми складками F_4 север-северо-восточного простирания (рис. 13, б). Шарниры складок пологие, по осевым поверхностям иногда развит грубый кливаж. Складки F_4 обычно значительно мельче ранее сформированных складок F_3 и широко распространены только на западе района. Мелкие складки F_5 северо-западного простирания с прямыми осевыми поверхностями и пологими шарнирами распространены незначительно. Крутые крылья складок F_4 и F_5 перерабатываются мелкими складками F_6 с пологими осевыми поверхностями, по которым развит грубый неминерализованный кливаж S_6 . Шарниры складок F_6 , как и у большинства складок язгулемского комплекса, пологие, северо-западного простирания. В

ряде случаев примерно по осевым поверхностям располагаются гранитные жилы γ^A , иногда рассланцованные по системе S_6 (рис. 13, в). Складки F_6 и граниты γ^A развиты главным образом на западе района.

Разновозрастные образования, прошедшие сложное структурное развитие, приведены в тектоническое соприкосновение по системе постметаморфических надвигов N_7 , и разбиты системой крутых трещин $F_{7,8}$ субширотного простирания (рис. 12, д). Единая система трещин, развитая во всех тектонических чешуях и язгулемском покрове, отличается весьма устойчивой ориентировкой, а потому есть все основания полагать, что деформация, выразившаяся в трещиноватости, наложена на ранее оформившуюся систему тектонических чешуй.

Структурный ряд, установленный для язгулемского комплекса, несмотря на некоторую специфику, хорошо коррелируется с другими частными структурными рядами внешней части тектонической зоны Центрального Памира (табл. 1).

Частные структурные ряды, установленные вне термальных антиклиналей, на окраинах термальных антиклиналей и в их центральных частях (на Сасыкском и Шатпутском участках для каждого блока и покрова в отдельности) сведены в табл. 1 и скоррелированы. В качестве маркирующих использованы характерные однотипные структурные формы, проявившиеся повсеместно или в большинстве изученных субрайонов. К ним относятся крупные лежащие изоклинали и поздние складки северо-западного простирания. Этих маркеров оказалось достаточно для надежной корреляции частных структурных рядов и выработки сводной структурной шкалы для цепочки термальных антиклиналей внешней части тектонической зоны Центрального Памира. В дальнейшем при обозначении структурных форм будут использоваться индексы, соответствующие их положению в сводной структурной шкале (табл. 1, графа 1).

Сопоставление приведенных данных показывает, что различия в структурном развитии между отдельными блоками и покровами, входящими в состав одного участка, малозначительны и сводятся лишь к специфике проявления того или иного этапа деформации. Несколько более серьезные различия наблюдаются между центральными частями термальных антиклиналей: они выражаются в выпадении или дополнительном проявлении отдельных этапов деформации. Если считать все зафиксированные различия значимыми, то оказывается, что пространственно сопря-

женные Джаланская и Шатпутская термальные структуры, объединяемые под названием музкольского комплекса, больше отличаются друг от друга, чем Язгулемская и Джаланская, отстоящие друг от друга на расстоянии 150 км. По существу, все отмеченные структурные различия между центральными частями термальных антиклиналей не носят принципиального характера: всюду проявились ранние, близко совмещенные со слоистостью структурные элементы (S_1), мелкие и крупные лежащие изоклинали (F_2, F_3), системы прямых складок (F_4, F_5 или F_5), неоднократное покровообразование (N_0, N_8 или N_0, N_4). Все сказанное свидетельствует о том, что термальные антиклинали внешней части тектонической зоны Центрального Памира независимо от их пространственной близости или разобщенности прошли единый путь структурных преобразований.

Не менее важной представляется специфика структурного развития вне термальных антиклиналей и на их окраинах. Эти субрайоны, с одной стороны, имеют много общего с термальными структурами: все установленные для них этапы деформации проявлены и в центральных частях термальных антиклиналей. С другой стороны, для них характерно сокращенное развитие, выраженное в отсутствии ранних этапов D_1 и D_2 . Прочие структурные характеристики этих областей — отсутствие покровов N_4 , складок F_7 и др. — не носят принципиального характера, поскольку в равной степени присущи и некоторым термальным антиклиналям.

Все сказанное позволяет сделать следующие выводы: 1) сопоставление частных структурных рядов свидетельствует об устойчивом характере и последовательности проявления механических полей напряжений в пределах внешней части тектонической зоны Центрального Памира; 2) устанавливается определенная неравномерность проявления этапов деформации, выраженная в усложненном структурном развитии метаморфических пород в центральных частях термальных антиклиналей и в сокращенном структурном развитии их вне термальных антиклиналей и на окраинах последних. Главная особенность областей сокращенного структурного развития — отсутствие ранних этапов — D_1 и D_2 . Два типа структурного развития — сокращенное и усложненное — отвечают определенным уровням вертикальной структурно-метаморфической зональности.

Поршнеvский комплекс

Поршнеvская термальная антиклиналь расположена в крайней юго-западной части тектонической зоны Центрального Памира, в долине среднего течения р. Пяндж (рис. 5). Антиклиналь вы-

тянута в северо-восточном направлении на 30 км, а с юга и юго-востока по Рушанско-Пшартскому надвигу перекрыта метаморфическими породами Юго-Западного Памира и Рушанско-Пшартской тектонической зоны. На территории СССР располагается восточная, возможно, бóльшая часть термальной структуры, тогда как ее западное крыло находится в Афганистане. В отличие от мускольского и язгулемского комплексов зональный метаморфизм, связанный с Поршневской термальной антиклиналью, проявился в пределах единого тектонического блока, что определило хорошую сохранность и полноту метаморфической зональности, ненарушенной крупными постметаморфическими дизъюнктивами. Породы представлены преимущественно мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с флористическими остатками верхнего триаса; маломощные прослои конгломератов и известняков составляют незначительную часть разреза. Метаморфизм нарастает с северо-востока на юго-запад от мусковит-хлорит-стильпномелановой субфации, через биотит-мусковитовую, андалузитовую, гранат-хлоритовую субфации фации зеленых сланцев до гранат-ставролит-биотит-мусковитовой субфации фации куммингтонитовых амфиболитов; в крайней южной части комплекса проявлен ультраметаморфизм. В центре термальной структуры в породах разных зон метаморфизма развит наложенный дистен. На карте (рис. 14) выделяются изограды биотита, андалузита, граната, ставролита, силлиманита I (фибролита), силлиманита II, граница проявления ультраметаморфизма и зона наложенного дистена, ориентированная под углом к изометаморфическим поверхностям. По мере повышения метаморфизма наблюдается постепенное усложнение пликативной структуры, что позволяет наметить два домена, из которых первый отвечает окраине термальной антиклинали, а второй - ее центральной части (рис. 14).

В домене I породы полностью сохраняют первично-осадочные признаки: алевролитовую или псаммитовую структуру и грубослоистую текстуру. На поверхности напластования местами сохраняются отпечатки стеблей и листьев растений. Несмотря на довольно высокий метаморфизм, достигающий гранат-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев, в породе отсутствует отчетливо развитая сланцеватость. Первые установленные структурные формы - крупные, близкие к изоклиналим складки F_1 , меняющие простирание от северо-восточного до северо-западного. Выяснение особенностей их морфологии сильно затруднено отсутствием маркирующих горизонтов, а также отсутствием связанных с ними новообразованных плоскостных и линейных элементов. К числу надежно установленных фактов относится повсеместное опрокидывание осевых поверхностей на юго-восток. Направление погружения шарниров осталось невыясненным. Крылья складок F_1 деформированы в открытые волнистые складки F_2 с крутыми осевыми поверхностями и шарнирами. Эти

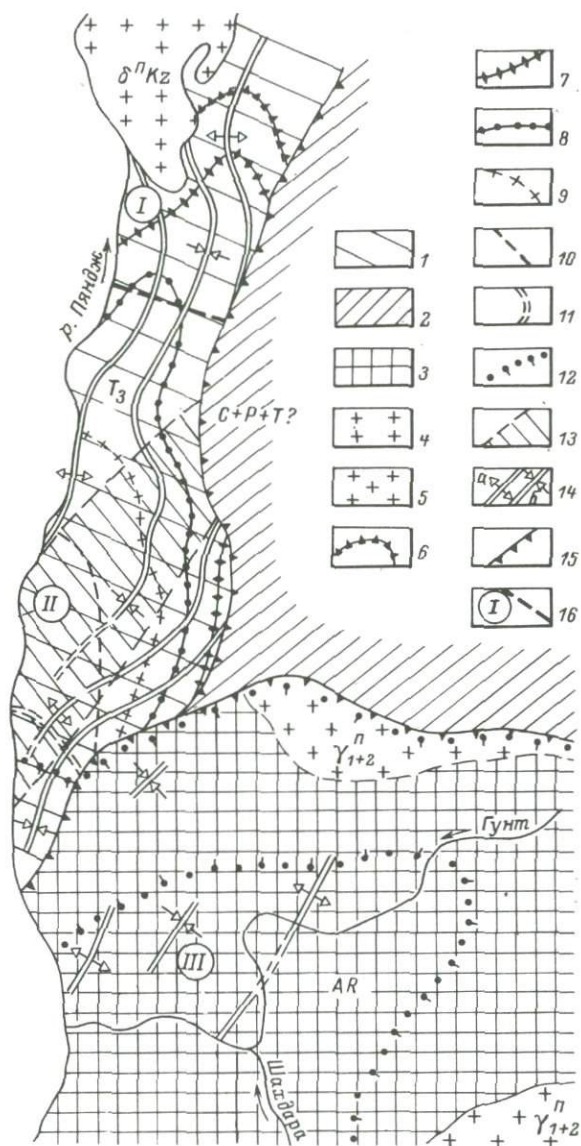


Рис. 14. Схематическая геологическая карта поршневого метаморфического комплекса и примыкающей части Бадахшанского массива.

1 - тектоническая зона Центрального Памира; зонально-метаморфизованные алевролиты и мелкозернистые песчаники с маломощными горизонтами конгломератов и известняков (T_3); 2 - Рушанско-Пшартская тектоническая зона;

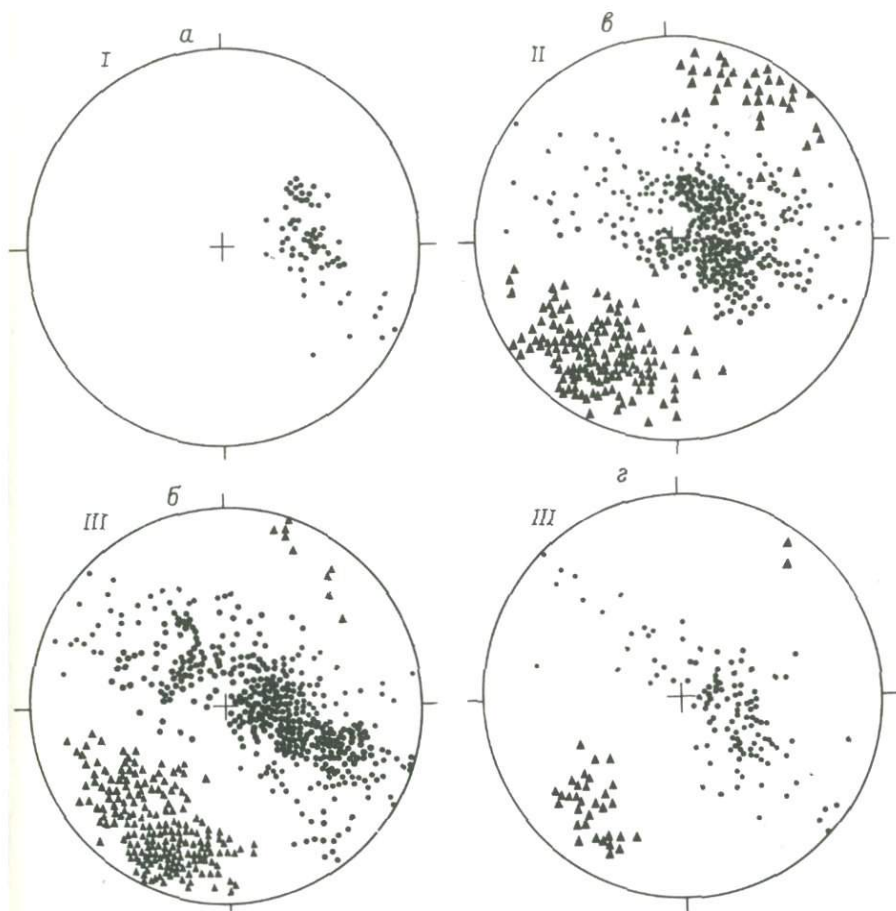


Рис. 14 (продолжение).

метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования (С+Р+Т?); 3 - тектоническая зона Юго-Западного Памира: неоднократно метаморфизованные и гранитизованные образования ваханской серии (AR); 4 - гипабиссальные диориты ($\delta^{\text{П}}\text{KZ}$); 5 - памиро-шуганские граниты (γ_{1+2}^{II}); 6-11 - изограды: 6 - биотита, 7 - андалузита, 8 - граната, 9 - ставролита, 10 - силлиманита I, 11 - силлиманита II; 12 - граница проявления ультраметаморфизма; 13 - зона наложенного дистена; 14 - осевые поверхности линейных складок F_3 - антиклинальных (а) и синклинальных (б); 15 - важнейшие надвиги; 16 - вомера и границы доменов, несовпадающие с надвигами. На стереографических диаграммах: а - плюса слоистости (точки); б - плюса слоистости и совпадающей с нею сланцеватости S (точки), линейности L_{2-3} (треугольники); в - полоса древних плоскостных элементов (точки), новообразованная линейность (треугольники); г - плюса сланцеватости, развитой в памиро-шуганских гранитах (точки), новообразованная линейность (треугольники).

складки не наблюдаются непосредственно в обнажениях, но хорошо видны на геологической карте по изменению простираний главных складчатых структур F_1 . Третий этап деформации привел к локальному развитию преимущественно мелких складок F_3 с пологими осевыми поверхностями и шарнирами. Иногда по осевым поверхностям этих складок располагается грубый кливаж S_3 - неминерализованный или выполненный тонкими кварцевыми жилками. В подошве Рушанско-Пшартского надвига, в породах поршневого комплекса развита устойчивая система расланцевания S_4 , пересекающая под разными углами все названные структурные формы и несомненно связанная с надвигообразованием N_4 . Полюса слоистости для домена 1, вынесенные на стереографическую диаграмму (рис. 14, а), отражают ориентировку крыльев складок F_1 , несколько меняющуюся по азимутам простирания (влияние складок F_2) и по углам падения (влияние складок F_3). Рассмотренный структурный ряд отражен в графе 2, табл. 2.

Домен II, соответствующий центральной части Поршнево-термальной антиклинали, отличается от домена I в первую очередь широким развитием кристаллизационной сланцеватости S_1 . Граница между доменами проведена по первому появлению сланцеватой текстуры и носит условный характер. Северная часть домена представляет собой зону перехода шириной 2-3 км от пород слабо и локально расланцованных к породам почти повсеместно интенсивно расланцованным, где сланцеватая текстура весьма совершенна и ей подчинены практически все породообразующие минералы. Однако и к югу от этой зоны можно встретить отдельные пласты песчаников и алевролитов, не затронутых расланцеванием. Так что в целом становление по-слойной сланцеватости - процесс дискретный и неравномерный. Одновременно с развитием сланцеватости в алевролитах и песчаниках обломочная структура пород утрачивается; одновременно развивается метаморфическая полосчатость, гораздо более тонкая, чем исходная слоистая текстура. В южной части домена появляются согласные со слоистостью и сланцеватостью (реже - секущие) гранитные жилы памиро-шугнанских гранитов $\gamma_{1-2}^{\text{П}}$, среди которых выделяются среднезернистые и пегматоидные разновидности. По мере приближения к тектоническому контакту с архейскими образованиями ваханской серии количество по-слойных гранитных жил резко возрастает, и в крайней южной части домена породы напоминают грубые мигматиты. Немногочисленные складки F_1 сминают не слоистую текстуру, а жилы, ориентированные под углом к слоистости и сланцеватости, и являются типичными птигматитовыми складками (рис. 15, а, б). По составу деформированные жилы делятся на кварцевые и гранитные; последние развиты только в крайней южной части домена, в зоне проявления ультраметаморфизма.

Складки F_2 , развитые в области интенсивного развития

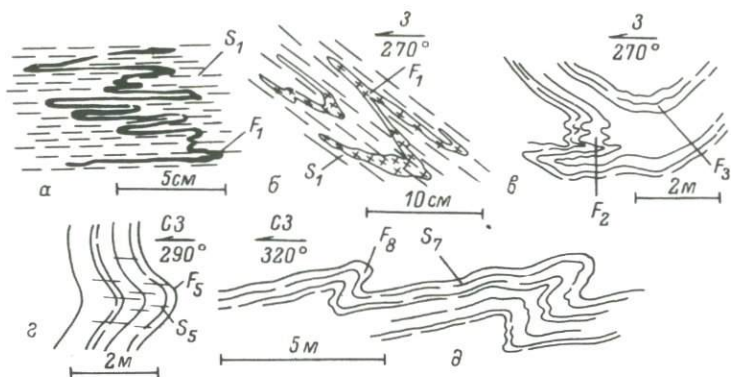


Рис. 15. Мелкие структурные формы поршневого метаморфического комплекса.

а, б - птигматитовые складки F_1 , образованные кварцевыми (а) и гранитными (б) жилами; в - структура „замок в замке” - замок складки F_3 со складкой F_2 ; г - мелкая складка F_5 с кварцевыми жилами, развитыми по S_5 ; д - складки F_8 .

сланцеватости S_1 , встречены всего в нескольких обнажениях. Это мелкие, лежащие, сжатые или изоклинные складки, сминающие слоистость и совпадающую с ней сланцеватость (рис. 15, в). Изучение замков складок в больших шлифах показало, что с их осевыми поверхностями связана новая слабо развитая сланцеватость (S_2), выраженная главным образом лейстами биотита - частично переориентированными, частично новообразованными. Шарниры, параллельная им бороздчатость и минеральная линейность (по андалузиту, агрегатам биотита и кварца) под пологими углами погружаются на север-северо-восток. Третий этап деформации привел к становлению главных линейных складок F_3 , меняющих простирание от северо-восточного через субмеридиональное до север-северо-западного. Складки F_3 - крепкие, сжатые или изоклинные с размахом крыльев в несколько километров, местами осложненные более мелкими дополнительными формами. Осевые поверхности опрокинуты на север-запад, шарниры под углами до 30° погружаются на север и северо-восток, реже на юго-запад, или располагаются субгоризонтально. Параллельно шарнирам развита линейность L_3 , аналогичная L_2 . Поскольку шарниры складок F_2 и F_3 и связанная с ними линейность параллельны друг другу, отличить L_2 от L_3 не представляется возможным. Пространственное распределение линейности L_{2-3} для домена II (рис. 14, б), в том числе минеральной линейности по крупным кристаллам андалузита, соответствует ориентировке шарниров складок F_3 . Складки

четвертого этапа деформации с крутыми шарнирами и осевыми поверхностями нашли отражение в плавных изгибах осевых поверхностей и шарниров главных складок F_3 (рис. 14). Судя по всему, образование этих крупных открытых складок с размахом крыльев в несколько километров не сопровождалось развитием новых плоскостных и линейных элементов. Складки следующего, пятого, этапа деформации — F_5 с пологими шарнирами и осевыми поверхностями проявились не повсеместно и привели к локальным перегибам слоистости по падению (рис. 15, г). В единичных обнажениях наблюдался грубый квиваж S_5 , связанный с их осевыми поверхностями и соответственно линейность L_5 , обусловленная пересечением S_5 со слоистостью и сланцеватостью S_1 . Наложённая система мелких разрывов F_6 преимущественно северо-восточного простирания маркируется поздними пегматитовыми жилами $\gamma_3^п$. Все перечисленные структурные формы, включая разрывы, выполненные пегматитами, срезаются Рушанско-Пшартским надвигом и подвергаются дополнительному, местами очень сильному рассланцеванию, проявившемуся в непосредственной близости от сместителя в зоне шириной от 50 до 300 м. Эта новообразованная система сланцеватости или минерализованного квиважа S_7 развивается во всех метаморфических зонах и сопровождается перекристаллизацией в условиях низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев. Местами плоскостные элементы S_7 в свою очередь сминаются в мелкие асимметричные складки F_8 (рис. 15, д) с шарнирами, лежащими в плоскости S_7 и погружающимися в северо-восточном направлении — параллельно поверхности сместителя. Последние структурные формы, развитые в узкой полосе вдоль фронта надвига и непосредственно связанные с надвигообразованием, завершают частный структурный ряд для центральной части Поршневской термальной антиклинали (табл. 2, графа 3). В домене II плоскостные и линейные элементы в основном подчинены ориентировке главных складок F_3 : полюса слоистости и совпадающей с нею сланцеватости S_1 образуют на стереографической проекции широкий пояс рассеивания, тяготеющий к дуге большого круга, полюсом которого является линейность L_{2-3} (рис. 14, б). Отчетливый максимум в пределах дуги отражает асимметричное строение складок F_3 — преобладающее развитие имеют восточные крылья антиклиналей.

Для корреляции полученных частных структурных рядов в качестве маркера использовались главные линейные складки, непосредственно прослеживаемые из домена I (F_1) в домен II (F_3). Полученная в результате корреляции сводная структурная шкала (табл. 2, графа 1) полностью отвечает структурному ряду домена II. Сопоставление частных структурных рядов показывает, что для Поршневской термальной антиклинали, так же как для Джаланской и Шатпутской, устанавливается два типа структурного развития: более полное в центральной части тер-

мальной антиклинали и сокращенное – на ее окраине. В обоих случаях обычная для метаморфических комплексов деформационная история (Миллер, 1977) нарушается структурными формами, генетически сопряженными с надвигообразованием.

Деформации, однотипные установленным в поршневом комплексе, и одновозрастные с ними зональный метаморфизм получили развитие в качестве наложенных процессов в породах Бадахшанского массива (тектоническая зона Юго-Западного Памира). Архейские (ваханская серия) и протерозойские (аличурская серия) образования Бадахшанского массива прошли ранее сложный путь полициклических структурных, метаморфических и ультраметаморфических превращений (Цикличность и направленность..., 1978). Деформации и метаморфизм, синхронные с проявленными в поршневом комплексе, явились для них завершающим актом структурно-метаморфической переработки и проявились локально – главным образом на северо-западной окраине массива (в бассейне нижнего течения р. Гунт), а также в среднем течении р. Шахдары, где широко распространены памиро-шугнанские граниты.

В нижнем течении р. Гунт, в непосредственной близости от поршневого комплекса, система древних линейных складок северо-западного простираения, развитых в междуречье Пянджа и Шахдары, выколаживается, а ранее сформированные плоскостные элементы – совмещенные разновозрастные системы сланцеватости и мигматитовой полосчатости – подвергаются очередной структурной переработке и бластомилонитизации. Специфика этого процесса заключается в том, что новая, бластомилонитовая, текстура не приводит к становлению самостоятельного плоскостного элемента; структурно-метаморфические преобразования выражаются в переориентировке, приспособлении и подновлении ранее сформированных плоскостных элементов – повторной бластомилонитизации, фибролитизации, мусковитизации. Вблизи от контакта с поршневым метаморфическим комплексом, а также в области распространения памиро-шугнанских гранитов проявлена скудная наложенная мигматизация, представленная системами согласных с древними плоскостными элементами и секущими жилами памиро-шугнанских гранитов ($\gamma_1^n + \gamma_2^n$). Секущие, круто ориентированные жилы смяты в складки с пологими осевыми поверхностями типа птигматитовых, но более грубых, характеризующихся лишь слабой степенью сжатия, с одним-двумя перегибами. При этом во вмещающих породах не наблюдается образования новых плоскостных элементов, зато древние переориентируются таким образом, что примерно совпадают с осевыми поверхностями этих складок. В то же время в самих деформированных гранитных жилах, а также в крупных телах памиро-шугнанских гранитов развита отчетливая новообразованная система сланцеватости. Складки F_1 , деформирующие гранитные жилы и сланцеватость S_1 , являются первыми новообразованными

ми структурными формами в области поздней структурной и метаморфической переработки пород Бадахшанского массива. Вынесенные на стереографические проекции древние переориентированные плоскостные элементы (рис. 14, в) и новообразованная сланцеватая текстура S_1 , развитая в памиро-шугнанских гранитах (рис. 14, г), обладают пространственным распределением, сходным с ориентировкой S_1 в центральной части Поршневской термальной антиклинали (рис. 14, б): они образуют широкий пояс рассеивания, отвечающий наложенным линейным складкам F_2 северо-восточного простирания, с шарнирами которых сопряжена бороздчатость и минеральная линейность L_{1-2} . Некоторые из складок F_2 с осевыми поверхностями, опрокинутыми в северо-западном направлении, фрагментарно прослеживаются в приустьевой части долины р. Гунт (рис. 14). Эти структурные формы пересекаются пегматитовыми жилами $\gamma_3^П$, которые не испытывают пликативных деформаций и развиваются по системе мелких разрывов Fr_3 непостоянной ориентировки, но преимущественно северо-восточных. Самой молодой деформацией является система надвигов N_4 , по которым докембрийские породы Бадахшанского массива надвинуты на палеозойские и мезозойские образования тектонических зон Рушанско-Пшартской и Центрального Памира. Структурный ряд, отвечающий поздним преобразованиям пород Бадахшанского массива (табл. 2, графа 4), уверенно коррелируется с деформациями поршневского метаморфического комплекса, хотя и выглядит по сравнению с ним несколько обедненным. Последнее обстоятельство, возможно, не отвечает действительности и связано с методическими трудностями выделения наложенных складок некоторых морфологических типов в толще с очень сложной деформационной историей. В целом пликативные дислокации, наложенные на древние породы Бадахшанского массива, проявлены слабее и выражены менее сжатыми формами, чем в поршневском комплексе, в котором они являются первичными.

Статистическое изучение птигматитовых складок

Птигматитовые складки, установленные во всех изученных термальных структурах и распространенные главным образом в областях проявления ультраморфизма, $Na-Si$ и $Fe-Mg$ метасоматоза, представляют благоприятный материал для количественной оценки сжатия, перпендикулярного S_1 . Поскольку сланцеватость S_1 или строго параллельна слоистости или близко с нею совмещена и до развития последующих деформаций была ориентирована субгоризонтально, сжатие перпендикулярное S_1 отвечает радиальному сжатию.

Г. Рамберг (1961) теоретически и экспериментально показал, что в птигматитовые складки могут деформироваться жилы,

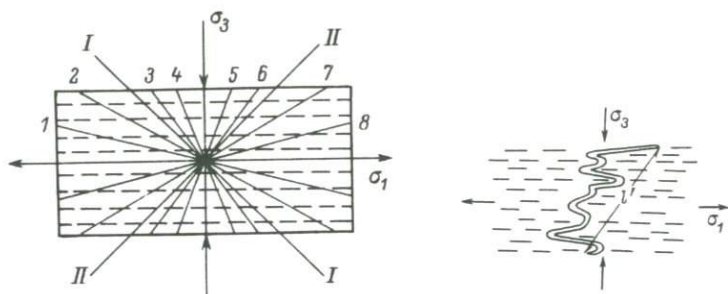


Рис. 16. Положение жил в поле напряжений до деформации (теоретическая схема).

I-I и II-II - плоскости нулевых мгновенных продольных напряжений. σ_3 - максимальное сжимающее и σ_1 - максимальное растягивающее напряжения.

Рис. 17. Положение жил в поле напряжений после деформации.

отвечающие двум условиям: во-первых, выполненные материалом более вязким, чем вмещающая порода, во-вторых, ориентированные в поле напряжений таким образом, что испытывают продольное сжатие. Последнее условие выполняется, если жилы до деформации образуют с направлением максимального сжатия угол меньше 45° . Соответственно жилы 1, 2, 7, 8 (рис. 16) испытывают растяжение, а жилы 3, 4, 5, 6 - продольное сжатие и в потенциале могут образовать птигматитовые складки. В то же время в процессе пластической деформации часть жил, находящихся первоначально в условиях продольного сжатия, неизбежно должна переместиться в область растяжения. Например, уже при деформации, равной 25%, жилы 3 и 6 перестанут испытывать продольное сжатие, поскольку совместятся с плоскостями нулевых мгновенных продольных напряжений (I-I и II-II). Поэтому при статистическом анализе птигматитовой складчатости жилы, образующие с S_1 углы менее 45° , не рассматривались.

Если принять, что жилы, смятые в птигматитовые складки, сохранили первоначальную длину неизменной, величину деформации ϵ можно определить по формуле $\epsilon = \frac{l - l'}{l} 100\%$, где l - длина жилы с учетом всех изгибов, а l' - длина жилы „по прямой“ от одного конца до другого (рис. 17), измеренные в плоскости, субперпендикулярной шарнирам птигматитовых складок. Поскольку в действительности материал, выполняющий жилы, несомненно в какой-то степени испытал пластическое течение, величины деформации, рассчитанные этим способом, должны

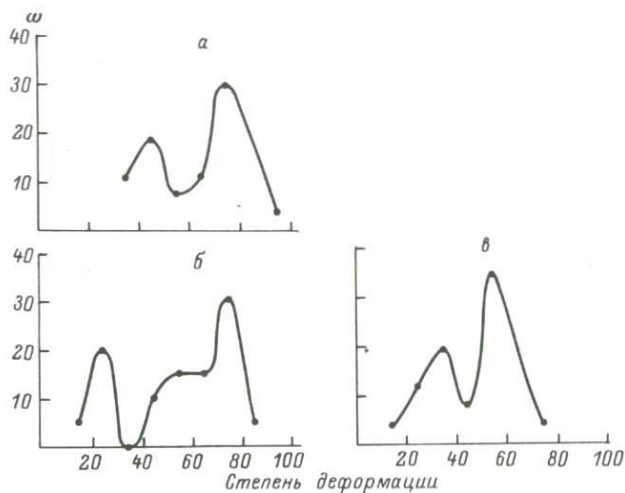


Рис. 18. Гистограммы распределения частот встречаемости различно деформированных жил для термальных антиклиналей:

а - Шатпутская, б - Джаланская, в - Язгулемская.

быть несколько заниженными по сравнению с истинными. В Шатпутской термальной структуре сделано 27 таких измерений, в Джаланской - 20, в Язгулемской - 26, в Поршневецкой удалось выполнить лишь единичные измерения, которые статистически не обрабатывались. Средние значения сжатия, рассчитанные по птигматитовым складкам, для Шатпутской термальной структуры - 63%, для Джаланской - 57%, для Язгулемской - 48%. По непараметрическому критерию χ (Вандер-Варден, 1960) различия приведенных средних величин деформации значимы с вероятностью более 95% только для Шатпутской и Язгулемской структур. Гистограммы распределения частот встречаемости различно деформированных жил для всех обследованных термальных структур дают два отчетливых максимума (рис. 18).

Различная степень деформированности жил может быть вызвана двумя причинами: неодинаковой их ориентировкой в поле напряжений и (или) развитием на разных стадиях радиального сжатия. Расчеты показывают, что максимально возможные ошибки, связанные с первичной ориентировкой жил, составляют 12-15% и не могут определить наблюдаемую картину. Отсюда - распределение частот встречаемости различно деформированных жил отражает неравномерное развитие их во времени. Судя по гистограммам, жилы закладывались permanently в течение длительного отрезка времени. Максимумы соответствуют моментам особенно интенсивного заложения жил (трещин) и, возможно, связаны со стадиями резкого ускорения пластической деформации.

ции. Однако даже сильно деформированные жилы, соответствующие большим максимумам, не являются, строго говоря, додеформационными, а лишь приближаются к ним, поскольку во всех термальных структурах присутствуют немногочисленные жилы, деформированные еще сильнее. Такое представление о динамике развития птигматитовых жил, основанное на статистическом анализе, позволяет прийти к заключению, что процессы гранитизации, $\text{Na} - \text{Si}$ и $\text{Fe} - \text{Mg}$ метасоматоза, нашедшие отражение в вещественном составе деформированных жил, являются в основном синдеформационными процессами относительно длительно развивающегося радиального сжатия. Статистический анализ птигматитовых жил позволяет примерно оценить величину суммарного радиального сжатия. Согласно теории формирования птигматитовых складок, степень сжатия толщи должна быть больше или равна максимальной зафиксированной деформации жил. Тогда на основе данных по единичным жилам для Язгулемской, Джаланской и Шатпутской термальных структурам величины сжатия толщи больше или равны 72, 89 и 92% соответственно. В то же время едва ли правомерно основывать столь ответственные выводы на результатах изучения единичных жил, которые могли находиться в некоторых особых условиях, например пересекать высоко пластичные горизонты, испытывавшие более интенсивную деформацию, чем окружающие породы. Кажется более оправданным оценивать суммарную деформацию толщи по многочисленным и заведомо неслучайным данным, отвечающим на гистограммах всех термальных структур крайним правым максимумам. Тогда суммарная деформация радиального сжатия и соответствующего растяжения по латерали будет характеризоваться $\varepsilon \geq 55\%$ для Язгулемской, $\varepsilon \geq 75\%$ - для Джаланской и Шатпутской термальных структур.

Полученная количественная характеристика пластической деформации сжатия, субнормального к слоистости, позволяет прийти к заключению, что наблюдаемые в настоящее время вторичные мощности наиболее глубокометаморфизованных пород в язгулемском комплексе более чем в два раза, а в музкольском - более чем в четыре раза меньше тех мощностей, которые имели место в начале метаморфизма, когда сланцеватая текстура, вероятно, только начинала зарождаться и происходило массовое развитие трещин. Формирование этих трещин, отвечающих главным максимумам на гистограммах, послужило тем нижним временным репером, начиная с которого оказалось возможным учитывать величину пластической деформации радиального сжатия. Вопрос о том, каким верхним временным репером ограничивается процесс радиального сжатия, рассмотрен в заключительной части настоящей главы.

Выводы

1. По характеру развития изученные термальные структуры распадаются на расположенные во внешней части тектонической зоны Центрального Памира (Шатпутская, Джаланская, Язгулемская), обладающие чертами принципиального сходства, и находящуюся во внутренней части тектонической зоны и несколько отличающуюся от остальных Поршневу термальную антиклиналь. По сравнению с музкольским и язгулемским комплексами поршневские метаморфические образования прошли несколько иной путь структурного развития – для них установлены только одна система линейных складок и только один этап позднего (постметаморфического) покровообразования. Названные особенности позволяют говорить о неодинаковом, возможно асинхронном, развитии внутренней и внешней частей тектонической зоны.

2. Все термальные антиклинали, так же как и господствующие системы линейных складок, подчинены характерным „памирским“ простираниям – дугам, обращенным выпуклой стороной на север; при этом шарниры линейных складок, хотя и обладают местами сложной ундуляцией, в большинстве случаев погружаются от областей проявления максимального метаморфизма в сторону его снижения. Эта закономерность особенно отчетливо выступает в Поршневу термальной структуре, минимально нарушенной постметаморфическими дизъюнктивными дислокациями. Поскольку сокращенное структурное развитие, свойственное окраинам термальных антиклиналей и областям вне термальных антиклиналей, характеризуется выпадением ранних этапов деформации – D_1 и D_2 , позднее заложившиеся линейные складки деформируют не только изометаморфические поверхности, но и сформированную к этому времени вертикальную структурную зональность. Высокий уровень метаморфической перекристаллизации вне термальных антиклиналей и на их окраинах в пределах всей тектонической зоны указывает на повсеместное сравнительно неглубокое положение тех структурно-метаморфических зон, которые обнажаются в термальных антиклиналях. Таким образом, структурно-метаморфическая зональность в основных чертах сформировалась уже на ранних этапах структурного развития тектонической зоны Центрального Памира.

3. Вертикальная структурная зональность, сформированная к началу становления линейной складчатости, связана с различной реакцией горных пород на однотипные поля напряжений в разных температурных зонах, т.е. в конечном счете определяется различными механическими свойствами пород в рамках вертикальной метаморфической зональности. Простейший метод реконструкции древних тектонических полей напряжений основан на свойстве сланцеватости (квиважа) располагаться перпендикуляр-

но направлению максимального сжимающего напряжения σ_3 и параллельно максимальному растягивающему σ_1 и промежуточному σ_2 напряжениям (Рамберг, 1961; Лучицкий и др., 1963, 1964; Гогель, 1969; Паталаха, 1969; Паталаха и др., 1974; Roberts, Stromgard, 1972; Wood, 1974; Громин, 1975; Миллер, Милькевич, 1975, и др.). Если мысленно снять дислокации, связанные с линейными складками и более поздними деформациями, то системы сланцеватости и осевые поверхности изоклинальных складок предшествующих этапов (D_1, D_2, D_3 для внешней и D_1, D_2 для внутренней частей тектонической зоны) займут субгоризонтальное положение, что свидетельствует о развитии их в условиях однотипных полей напряжений, характеризующихся радиальным сжатием. Доминирующая кристаллизационная сланцеватость S_1 и складки F_1 (птигматитовые и деформирующие слонистость) получили развитие только в относительно высокотемпературных зонах, где породы обладали повышенной пластической реакцией на механические напряжения. Структурные формы второго этапа — мелкие лежачие складки F_2 и пологая сланцеватость S_2 — развиты лишь там, где сланцеватость S_1 получила совершенное выражение, т.е. отвечают еще более глубокому и более высокотемпературному уровню, чем уровень зарождения S_1 . В то же время способность пород так или иначе реагировать на однотипные механические напряжения зависит не только от их температуры, но и от многих других причин — состава, текстуры, скорости деформации и др. Поэтому начало развития кристаллизационной сланцеватости S_1 или складок F_2 даже в разных частях одной термальной антиклинали может осуществляться синхронно с метаморфическими преобразованиями разных ступеней метаморфизма. Другими словами, изометаморфические поверхности и границы структурных зон, хотя и имеют близкую ориентировку, не строго параллельны друг другу.

4. Этапы D_1 и D_2 отвечают условиям более или менее равномерно проявленного по латерали радиального сжатия, поскольку нашли отражение главным образом в системах сланцеватости и мелких складок, отражающих ограниченные горизонтальные перемещения материала. В отличие от них этап D_3 внешней цепочки термальных структур выразился в формировании крупных лежачих изоклиналей, обнаруживающих отчетливый рисунок, указывающий на большие горизонтальные перемещения в северных румбах верхних холодных и, следовательно, более вязких зон вертикальной структурно-метаморфической зональности относительно нижних, разогретых и соответственно более пластичных. Такое отчетливо направленное горизонтальное перемещение материала вызвано наметившейся дифференциацией тектонического поля напряжений — дифференциацией не по ориентировке действующих сил, а по интенсивности их проявления, что обеспечило крупные горизонтальные перемещения материала от обла-

стей повышенного радиального сжатия во внутренних частях тектонической зоны к областям пониженного давления (во внешнем фронте тектонической зоны), где и нашли массовое развитие крупные и гигантские лежащие изоклинали. Таким образом, крупные лежащие складки F_3 внешней части тектонической зоны Центрального Памира отражают большие направленные горизонтальные перемещения материала в условиях пластической реакции пород на внешние силы. По достижении предельных величин пластических деформаций те же тектонические движения и механические напряжения обусловили развитие синметаморфических покровов N_4 . Отсюда для внешней цепочки термальных антиклиналей формирование синметаморфических покровов явилось верхним возрастным пределом проявления радиального сжатия, и степень сжатости птигматитовых складок отражает суммарную деформацию $D_1 - D_4$. Для внутренней части тектонической зоны (поршневицкий комплекс) радиальное сжатие отвечает только двум этапам деформации - D_1 и D_2 .

5. В тектонической зоне Центрального Памира намечаются два типа покровообразования, отличающиеся по механическим полям напряжений, в условиях которых они развиваются, и проявляющиеся на разных стадиях формирования метаморфических комплексов. К первому типу относятся покровы, отвечающие условиям тангенциального сжатия, широко проявленные на ранней (дометаморфической) и поздней (постметаморфической) стадиях развития тектонической зоны. Покровы этого типа приводят к тектоническому скучиванию материала и увеличению мощности земной коры. Покровы второго типа развиваются как крайняя форма выражения больших пластических деформаций при горизонтальном перемещении материала, вызванном дифференцированным по латерали радиальным сжатием. По механизму формирования они могут быть названы покровами течения и в изученных термальных антиклиналях являются синметаморфическими. К покровам течения относятся покровы N_4 внешней части тектонической зоны Центрального Памира. Для них характерны непосредственно предшествующие или развивающиеся синхронно асимметричные лежащие складки, системы согласной со сместителем сланцеватости, интенсивный будинаж. Развивающиеся в условиях радиального сжатия - тангенциального растяжения - покровы второго типа являются признаком сокращения мощности дислоцированных пород и некоторого утонения земной коры.

6. Заключительные стадии структурного развития метаморфических комплексов, начиная с этапов D_5 во внешней и D_3 - во внутренней частях тектонической зоны, отвечают преимущественно тангенциальному сжатию. На этом фоне выделяются складки с пологими шарнирами и осевыми поверхностями D_7 или D_5 , которые представляют собою результат позднего, не-

повсеместно проявленного и довольно слабого радиального сжатия, приведшего, однако, к локальному развитию пологих плоскостных элементов.

7. Установленная деформационная история метаморфических комплексов по набору, характеру и последовательности развития структурных форм, а также по соотношению деформаций с процессами метаморфической перекристаллизации отвечает моноциклическому развитию и может рассматриваться как результат одного тектоно-метаморфического цикла (Миллер, 1977), что не исключает некоторого смещения во времени структурных и метаморфических процессов во внешней и внутренней частях тектонической зоны Центрального Памира.

Тектоническая зона Центрального Памира представляет собой регион широкого развития зонального метаморфизма кианитового типа. Выделяются Шатпутская, Джаланская, Кударинская и Язгулемская термальные антиклинали, составляющие в совокупности прерывистый Центрально-Памирский метаморфический пояс, Поршневецкая термальная антиклиналь на южной окраине рассматриваемой тектонической зоны, где она приходит в непосредственное соприкосновение с Юго-Западным Памиром, или Бадахшанским массивом (рис. 5).

Метаморфическая зональность в восточной части Центрального Памира

Кульминация метаморфической перекристаллизации приходится на наиболее ранний из исследованных этапов деформаций (D_1) (табл. 1). Доказательством этому является тот факт, что кристаллизационная сланцеватость, выраженная ориентировкой минералов, входящих в критические парагенезисы соответствующих зон, выступает как наиболее ранний элемент строения пород музкольского комплекса. Наложение метаморфизма на покровы N_0 выявляется при геологическом картировании, так как изограды пересекают границы покровов. Кристаллизация при тех же, а возможно и повышающихся температурах, продолжается и в процессе D_2, D_3, D_4 , о чем свидетельствуют рассматриваемые ниже реакционные структуры, отражающие реакции дегидратации внутри метаморфических зон и на их границах.

Наибольшее значение для формирования структуры музкольского комплекса имеют деформации шестого этапа. Именно к нему относится становление Джаланской антиформы, в ядре которой обнажены наиболее высокотемпературные породы, мигматиты и плагиогранито-гнейсы, а также Кукуртской антиформы, примыкающей к ней с севера синформы и антиформы бассейна

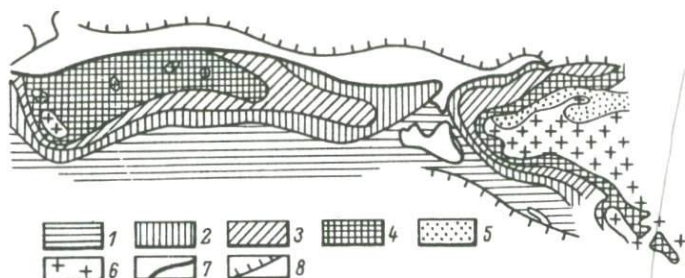


Рис. 19. Схематическая карта метаморфической зональности восточной части Центрального Памира. Составлена М.С. Дюфуrom.

Зоны: 1-IV (мусковит-хлоритовая субфация); 2 - III (биотит-хлорит-мусковитовая субфация); 3 - II (ставролитовые субфации); 4 - I (гранат-кианит-биотит-мусковитовая, гранат-кианит-биотит-ортоклазовая субфации); 5 - Ia (гранат-силлиманит-биотит-ортоклазовая субфация, мигматизация); 6 - граниты; 7 - границы тектонических покровов; 8 - границы складчатой зоны Центрального Памира.

р. Шатпут, которые сминают поверхности, ограничивающие сверху зоны гранат-биотит-кианит-мусковитовой субфации, мигматитов гранат-биотит-кианит-ортоклазовой и гранат-биотит-силлиманит-ортоклазовой субфаций.

Деформации первого и второго этапов (D_1 и D_2) не играют существенной роли в изменении положения изотермических поверхностей. Однако их конфигурация могла меняться в процессе образования крупных лежащих складок (D_3) и тектонических покровов (N_4). Возможно, что уже к моменту формирования Кукуртской антиформы слагающие его ядро гранито-гнейсы (γ_1^w) были перемещены в аллохтон. Этим можно объяснить наличие под гранито-гнейсами пачки слабомигматизированных гнейсов и кристаллических сланцев, которые и находились в автохтонном залегании.

Верхняя возрастная граница метаморфизма предположительно может быть определена моментом надвигания Муз-Джадгинского покрова на Сасыкский блок и совершенно однозначно - временем формирования надвигов, ограничивающих с севера музкольский комплекс, и синхронных с крупным, поздненеогеновым Дарваз-Танымахским надвигом (см. гл. 2).

На территории распространения музкольского метаморфического комплекса М.С. Дюфуrom и др. (1968, 1970) были закартированы (рис. 19) биотитовая (или хлоритоидная), ставролитовая, кианит-гранат-мусковитовая, кианит-ортоклазовая изогряды и, соответственно, разделенные ими зоны: IV - хлорит-му-

сковит-стильпномелановой; III - биотит-хлорит-мусковитовой, биотит-гранат-мусковитовой и хлоритоид-биотит-мусковитовой субфаций фации зеленых сланцев; II - всех ставролитовых субфаций фаций эпидотовых и альмандиновых амфиболитов; I - ставролит-гранат-жедритовой, гранат-кианит-биотит-мусковитовой, гранат-биотит-кианит-ортоклазовой (I) и гранат-биотит-силлиманит-ортоклазовой (Ia) субфаций фации альмандиновых амфиболитов.

Зона хлорит-мусковит-стильпномелановой субфации (IУ). Она занимает наиболее обширные поля по периферии положительных термальных структур. Наиболее обычными для распространенных в ее пределах сланцев, бедных кальцием, являются ассоциации мелкочешуйчатого мусковита, хлорита, стильпномелана, а в обломочном материале некоторых песчаников сохраняется калиевый полевой шпат. Это определенно свидетельствует о том, что температура биотит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации (400°) здесь не достигалась. В редко встречающихся алюмосиликатных породах, богатых кальцием, наблюдается только актинолит в ассоциации с хлоритом, эпидотом, кварцем, иногда мусковитом (или парагонитом) и магнезиально-железистым карбонатом. В карбонатных породах устойчив парагенезис доломита с кварцем.

Прямых данных о величине давления нет. Есть лишь указание на единичные находки глаукофана в сланцах с эпидотом и актинолитом, что может свидетельствовать о величине давления порядка 6 кбар (Глебовицкий, 1976).

Зона биотит-хлорит-мусковитовой и биотит-гранат-мусковитовой субфации (III). Граница IУ и III зон проводится по первому появлению биотита в ассоциации с мусковитом и с хлоритом за счет дегидратации стильпномелана в первую очередь, по-видимому, в обломочных породах с калиевым полевым шпатом (истинная изограда биотита, по Кориковскому, 1976). По крайней мере стильпномелан сохраняет некоторое время устойчивость в зоне биотита, присутствуя в парагенезисе $Bt + Mu + Stp + Chl + Qu$. Практически при той же температуре появляется хлоритоид за счет железистого хлорита и, по-видимому, пирофиллита (рис. 20). Поэтому рассматриваемая зона может быть названа еще и хлоритоидной.

Внутри зоны III пирофиллит в малокалиевых метапелитах становится неустойчивым и в ассоциации с хлоритом и хлоритоидом, а иногда и с гранатом появляется кианит, что прямо свидетельствует о давлении, превышающем 4 кбар. Гранат в этой ассоциации возникает в наиболее железистых породах при частичной дегидратации хлорита. Изограда граната устанавливается достаточно определенно, но проследить ее на площади не удастся ввиду неширокого распространения пород соответствующего состава.

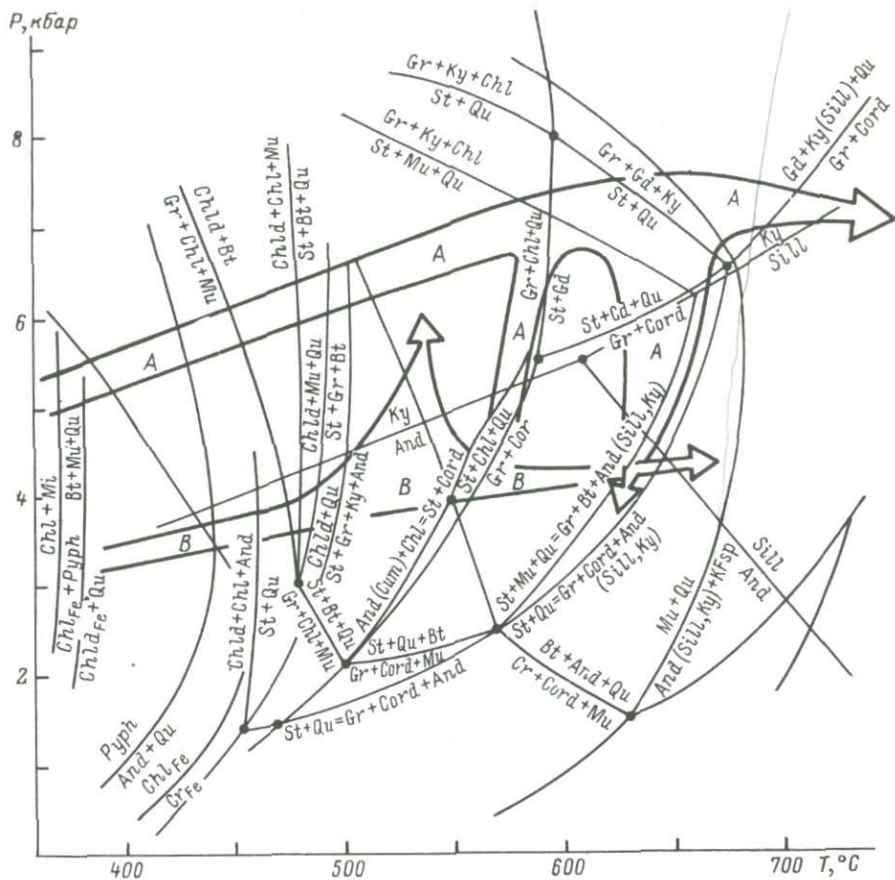


Рис. 20. P-T диаграмма для важнейших минеральных равновесий пород, бедных кальцием.

Стрелками показана эволюция условий метаморфизма музкольского (А) и поршневого (Б) комплексов.

В высокотемпературной части зоны III появляется биотит в ассоциации с хлоритоидом. Судя по наблюдающемуся парагенезису $Ky + Chld + Mu + Bt + Chl + Qu$ (Попова, 1973), это минеральное преобразование происходит по схеме $Gr + Chl + Mu = Chld + Bt + Qu$ раньше, чем появляется ставролит в малокальциевых ма-тапелитах, что может свидетельствовать о величине давления, превышающей 5 кбар (рис. 20).

В породах, богатых кальцием, в данной зоне преобладают парагенезисы с участием актинолита. В карбонатных породах вместо ассоциации кварца с доломитом становится устойчивым

парагенезис тремолита с кальцитом и доломитом или с кальцитом и кварцем.

Зона ставролитовых субфаций (II). На внешней, низкотемпературной, границе этой зоны происходит серия минеральных превращений в небольшом интервале температур, приводящих в конечном итоге к исчезновению хлоритоида и появлению ставролита. Существует принципиальная возможность выделения ряда ступеней равновесия, что и побудило В.А. Попову (1973) закартировать переходную зону шириной от 2 до 5 км на всей площади распространения мускольского метаморфического комплекса. Однако ее картирование без тщательного анализа парагенезисов, только по индекс-минералам, связано с целым рядом трудностей. Многие породы, изучение минеральных ассоциаций которых может быть положено в основу картирования указанной зоны, обогащены углеродом органического происхождения, благодаря чему при их метаморфизме создается обстановка внутреннего кислородного буферирования. В каждом слое устанавливается свой уровень окислительного потенциала, что влияет на устойчивость таких высокожелезистых силикатов, как ставролит, хлоритоид, гранат, и изограды теряют свою определенность. Поэтому на прилагаемой схеме (рис. 19) хлоритоидно-ставролитовая, ставролит-мусковит-хлоритовая и ставролит-кианит-биотит-мусковитовая субфации объединены в единую зону, как это и сделано в ряде работ (Дюфур и др., 1970; Дюфур, Котов, 1972; Дюфур, Седова, 1975 и др.). Внешняя ее граница проводится по первому появлению ставролита как в малокалиевых, так и в калиевых метапелитах, в связи с чем температура во всех точках рассматриваемой границы не является строго одинаковой, но эти различия несущественны.

Возникновение ставролита прежде всего связано с дегидратацией хлорита и хлоритоида в сланцах, содержащих кианит, возникший за счет пиррофиллита внутри III зоны. Доказательством этому является наблюдающееся замещение зерен хлоритоида и кианита ставролитом или рост порфиробласт последнего в сланцах, бедных калием. Эта реакция отвечает температуре около 470° (рис. 20). Однако породы такого состава встречаются редко, и обычно наблюдается рост порфиробласт ставролита в богатых калием мусковит-хлорит-хлоритоидных сланцах, что сопровождается появлением скоплений неориентированных зерен биотита или его порфиробласт. В других случаях можно наблюдать появление крупных, хорошо ограненных кристаллов граната, часто зонального. Факты такого рода показывают, что во внешней части зоны II происходят последовательные преобразования сланцев по схемам $Chl + Chld + Mu = St + Bt + Qu$ и $Chl + Mu + Qu = St + Bt + Gr$ (рис. 20).

Изучение конкретных разрезов на южном крыле Джаланской термальной антиклинали показывает, что все рассмотренные

выше реакции, отвечающие небольшому температурному интервалу, осуществляются в узкой (не более 1 км) зоне, в которой вскоре после первого появления ставролита полностью исчезает хлоритоид в ассоциации с мусковитом и становятся устойчивыми парагенезисы ставролита с хлоритом, мусковитом и биотитом или с мусковитом, биотитом и гранатом. Вместе с тем в породах, бедных калием, хлоритоид на некотором интервале сохраняет свою устойчивость и лишь при температуре около 500° распадается на гранат, ставролит и кианит.

Во внешней же части зоны становится неустойчивой ассоциация $St + Chl + Mu$ и появляется широко распространенный парагенезис кианита с биотитом. Устойчивость последнего в значительном интервале температуры и узкое поле стабильности альтернативных ему парагенезисов являются косвенным указанием на значительную величину давления, превышающего 5 кбар. В то же время М.С. Дюфур и Н.В. Котов (1972) описали породы с хиастолитом и биотитом в пределах той же зоны, а это говорит о небольшом давлении – менее 5 кбар. Ниже мы вернемся к вопросу о времени проявления преобразований при низком P .

В средней части зоны II осуществляется ряд превращений в метapelитах, которые происходят на границе эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. В частности, в породах, бедных CaO и K_2O , появляется ассоциация граната с кордиеритом, наблюдающаяся в Джаланской термальной антиклинали. Но более характерной для таких пород является ассоциация кианита с гранатом и жедритом, что свидетельствует о достижении давления около 7 кбар и более при температурах, больших, чем 600°.

В породах, богатых CaO , уже в самом начале зоны II появляются глиноземистые роговые обманки вместо актинолита в ассоциации с хлоритом, эпидотом, скаполитом, плагиоклазом и кварцем. В средней части зоны устойчивым становится парагенезис диопсида с обыкновенной роговой обманкой, плагиоклазом и кварцем, а также такие экзотические парагенезисы, как гранат + ставролит + роговая обманка + кианит + плагиоклаз + кварц, которые не только говорят о достаточно высоких температурах (более 600°), но и о высоких давлениях (более 7.5 кбар). В карбонатных породах в зоне II появляется ассоциация диопсида с кальцитом и кварцем, либо с доломитом и кальцитом.

Гранаты II зоны (табл. 3, рис. 21) характеризуются достаточно высокой, но убывающей по направлению к внутренним частям железистостью, низкой марганцовистостью и меняющейся кальциевостью. Сравнение их по последнему параметру с гранатами малоглубинного комплекса Поршневской антиклинали (описание см. ниже) показывает их полное сходство при резко различной магнезиальности. Отсюда вытекает, что гранаты из рассматриваемой зональности более высокотемпературные, чем

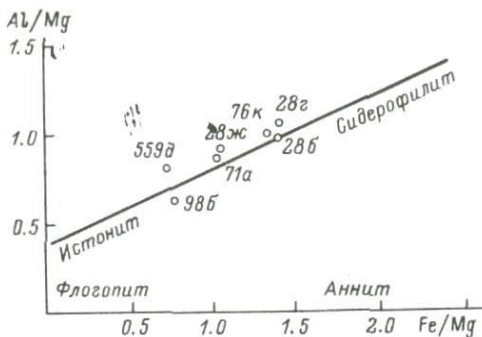
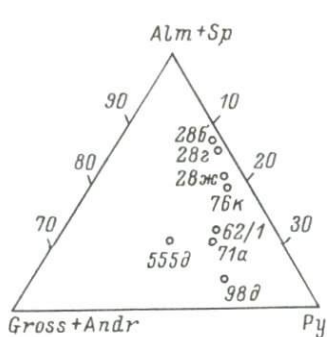
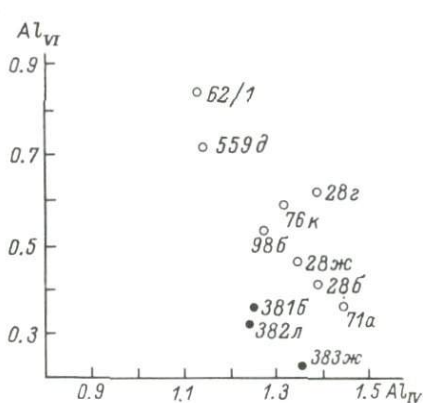


Рис. 21. Состав гранатов музкольского комплекса.

Рис. 22. Диаграмма $Al/Mg - Fe/Mg$ для биотитов музкольского комплекса.

Рис. 23. Диаграмма $Al_{VI} - Al_{IV}$ для биотитов музкольского комплекса.

Светлые кружки - Bt-Gr-St сланцы, темные - Bt-Ged гнейсы.



те, которые были исследованы в районе Поршнева. Данные термометрии (см. ниже) подтверждают такое заключение.

Биотиты II зоны (табл. 4) отличаются умеренной титанистостью, значительно варьирующей железистостью и высокой глиноземистостью (они принадлежат к истонит-сидерофиллитовому ряду, рис. 22); но все они содержат меньше алюминия, чем биотиты из малоглубинных пород (см. ниже). Еще одной отличительной чертой биотитов музкольского комплекса является низкая величина отношения Al_{VI}/Al_{IV} (рис. 23), что является неожиданным, так как давление при метаморфизме было значительным. По-видимому, на распределение алюминия между октаэдрами и тетраэдрами влияет не столько давление, сколько температура, повышение которой приводит к снижению указанного отношения. Данное предположение находится в хорошем

Химические составы гранатов из пород музкольского комплекса (в вес.%)

| | 286 | 28г | 28ж | 555д | 76к | 986 | 71а | 62/1 |
|--------------------------------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 36.80 | 36.66 | 36.98 | 38.80 | 36.65 | 36.68 | 34.26 | 37.10 |
| TiO ₂ | 0.05 | 0.09 | 0.07 | - | 0.09 | - | 0.50 | 0.28 |
| Al ₂ O ₃ | 21.65 | 22.61 | 21.71 | 20.86 | 20.52 | 21.18 | 23.15 | 18.60 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.16 | 0.40 | 0.24 | 4.16 | 0.80 | 8.03 | 4.84 | 7.04 |
| FeO | 37.39 | 36.09 | 34.61 | 27.40 | 33.93 | 23.88 | 28.37 | 24.78 |
| MnO | 0.71 | 0.74 | 1.01 | 0.12 | 2.25 | - | - | 5.36 |
| MgO | 3.16 | 3.30 | 3.95 | 3.84 | 4.14 | 6.97 | 5.25 | 5.29 |
| CaO | 0.35 | 0.23 | 0.90 | 5.34 | 0.85 | 3.65 | 3.09 | 2.50 |
| Сумма | 100.27 | 100.12 | 99.47 | 100.52 | 99.23 | 100.34 | 100.51 | 100.95 |
| <i>f</i> | 0.876 | 0.862 | 0.835 | 0.810 | 0.822 | 0.718 | 0.777 | 0.767 |
| X _{Mg} | 0.130 | 0.140 | 0.169 | 0.172 | 0.179 | 0.282 | 0.223 | 0.233 |
| Py | 0.127 | 0.137 | 0.161 | 0.146 | 0.166 | 0.255 | 0.204 | 0.206 |
| Alm | 0.847 | 0.838 | 0.790 | 0.707 | 0.758 | 0.650 | 0.710 | 0.604 |
| Sp | 0.016 | 0.017 | 0.023 | - | 0.052 | - | - | 0.118 |
| Gross | 0.010 | 0.008 | 0.026 | 0.147 | 0.024 | 0.095 | 0.086 | 0.072 |
| Andr | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Fe ²⁺ | 2.52 | 2.41 | 2.32 | 2.15 | 2.30 | 2.06 | 2.18 | 1.85 |
| Mg | 0.38 | 0.39 | 0.47 | 0.45 | 0.50 | 0.81 | 0.62 | 0.63 |
| Mn | 0.05 | 0.05 | 0.07 | - | 0.16 | - | - | 0.36 |
| Ca | 0.03 | 0.02 | 0.08 | 0.45 | 0.07 | 0.30 | 0.26 | 0.22 |
| Al | 2.05 | 2.13 | 2.06 | 1.92 | 1.96 | 1.94 | 2.21 | 1.76 |
| Fe ³⁺ | 0.01 | 0.03 | 0.01 | - | 0.05 | - | - | 0.24 |
| Si | 2.97 | 2.99 | 2.97 | 3.03 | 2.97 | 2.84 | 2.73 | 2.90 |
| Ti | 0.02 | 0.01 | - | - | 0.01 | - | 0.03 | 0.02 |

Примечание. Обр. 286, 28г, 28ж - Gr+Bt+St+Mu+Pl+Qu, устье Кукурта; 76к - Gr+Bt+St+Ky+Pl+Qu+Mu, верховье р. Сасык; 555д - Gr+Bt+St+Mu+Pl+Qu, р. Сасык; 986 - Gr+Bt+Mu+Kc+Pl+Qu+St, р. Шатпут; 71а - Gr+Bt+Mu+Ky+Pl+Qu+St, р. Кукурт; 62/1 - Gr+Bt+Sill+Or+Pl+Qu, р. Шатпут. Анализы обр. 286, 28г, 28ж, 76 сделаны в ИГГД АН СССР В.Д. Бугровой; остальные - в ЛГУ.

Химические составы биотитов из пород музкольского комплекса (в вес.%)

| | 28б | 28г | 28ж | 555д | 76к | 98б | 71а | 62/1 | 383ж | 382л | 381б |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 35.00 | 34.96 | 35.16 | 38.88 | 35.14 | 36.66 | 34.42 | 34.82 | 37.08 | 37.76 | 38.18 |
| TiO ₂ | 1.45 | 1.25 | 1.50 | 1.90 | 2.10 | 1.70 | 1.63 | 3.00 | 1.30 | 1.15 | 1.35 |
| Al ₂ O ₃ | 20.27 | 22.73 | 19.90 | 21.10 | 21.10 | 19.50 | 20.06 | 20.24 | 18.20 | 17.81 | 18.78 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.00 | 0.94 | 1.97 | 0.59 | 0.69 | 1.71 | 1.96 | 1.41 | 2.16 | 1.77 | 1.77 |
| FeO | 20.59 | 16.67 | 18.39 | 13.70 | 19.36 | 15.26 | 17.96 | 18.94 | 11.17 | 11.49 | 10.26 |
| MnO | 0.04 | 0.05 | 0.05 | - | 0.09 | 0.05 | 0.03 | 0.29 | 0.07 | 0.03 | 0.03 |
| MgO | 8.42 | 7.74 | 9.06 | 10.36 | 8.47 | 11.42 | 9.60 | 7.04 | 17.22 | 16.54 | 17.40 |
| CaO | - | - | 0.06 | 0.86 | 0.06 | 1.96 | 1.76 | 1.15 | 0.06 | 0.11 | 0.06 |
| Na ₂ O | 0.44 | 0.50 | 0.45 | 0.35 | 0.40 | 0.59 | 0.36 | 0.24 | 0.91 | 0.98 | 1.00 |
| K ₂ O | 8.22 | 6.98 | 8.56 | 8.76 | 8.87 | 8.04 | 8.52 | 9.35 | 7.52 | 7.30 | 7.00 |
| H ₂ O | 4.50 | 4.60 | 8.90 | 3.15 | 3.55 | 3.68 | 4.60 | 3.17 | 4.95 | 3.85 | 3.90 |
| Σ | 99.93 | 99.42 | 99.24 | 99.55 | 99.83 | 100.55 | 100.90 | 99.75 | 99.64 | 99.02 | 99.73 |

| | | | | | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| <i>f</i> | 0.589 | 0.588 | 0.532 | 0.426 | 0.562 | 0.430 | 0.512 | 0.599 | 0.268 | 0.281 | 0.249 |
| X _{Mg} | 0.421 | 0.412 | 0.468 | 0.574 | 0.438 | 0.570 | 0.488 | 0.401 | 0.752 | 0.719 | 0.751 |
| X _{Na} | 0.074 | 0.111 | 0.042 | 0.061 | 0.061 | 0.105 | 0.062 | 0.039 | 0.158 | 0.172 | 0.178 |
| K | 0.78 | 0.57 | 0.86 | 0.82 | 0.86 | 0.76 | 0.81 | 0.98 | 0.69 | 0.68 | 0.64 |
| Na | 0.06 | 0.07 | 0.02 | 0.05 | 0.06 | 0.09 | 0.05 | 0.04 | 0.13 | 0.14 | 0.14 |
| Ca | - | - | - | 0.07 | 0.01 | 0.16 | 0.14 | 0.10 | - | 0.01 | - |
| Mg | 0.93 | 0.86 | 1.03 | 1.14 | 0.97 | 1.26 | 1.07 | 0.87 | 1.83 | 1.81 | 1.87 |
| Fe ²⁺ | 1.28 | 1.23 | 1.17 | 0.85 | 1.24 | 0.95 | 1.12 | 1.30 | 0.60 | 0.70 | 0.62 |
| Mn | - | - | - | - | 0.01 | - | - | 0.02 | - | - | - |
| Fe ³⁺ | 0.08 | 0.07 | 0.09 | 0.11 | 0.06 | 0.09 | 0.09 | 0.19 | 0.07 | 0.06 | 0.07 |
| Ti | 0.05 | 0.05 | 0.11 | 0.03 | 0.04 | 0.10 | 0.11 | 0.08 | 0.12 | 0.10 | 0.09 |
| Al _{VI} | 0.40 | 0.61 | 0.45 | 0.71 | 0.59 | 0.53 | 0.34 | 0.84 | 0.22 | 0.31 | 0.35 |
| Al _{IV} | 1.38 | 1.39 | 1.33 | 1.13 | 1.31 | 1.28 | 1.43 | 1.12 | 1.35 | 1.23 | 1.25 |
| Si | 2.62 | 2.61 | 2.67 | 2.87 | 2.69 | 2.72 | 2.57 | 2.88 | 2.65 | 2.77 | 2.75 |

Примечание. Обр. 383ж, 382л, 381б - $Bt + Gcd + Pl + Qz$, водораздел рр. Джалан и Сасык; аналитик С.С. Коноплева (ИГД АН СССР), остальные - см. табл. 3.

Химические составы мусковитов, ставролитов и жедритов из пород музкольского комплекса
(в вес.%)

| | Мусковит | | | | Ставролит | | | Жедрит | |
|--------------------------------|----------|--------|-------|--------|-----------|-------|-------|--------|--------|
| | 28б | 28г | 28ж | 76к | 28б | 28г | 76к | 382л | 381б |
| SiO ₂ | 46.32 | 50.54 | 48.14 | 45.76 | 29.75 | 34.20 | 30.20 | 45.08 | 47.50 |
| TiO ₂ | 0.54 | 0.48 | 0.47 | 0.55 | 0.63 | 0.60 | 0.71 | 0.28 | 0.32 |
| Al ₂ O ₃ | 35.39 | 32.95 | 34.30 | 38.41 | 49.90 | 48.15 | 51.99 | 15.42 | 12.41 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.45 | - | - | 0.86 | 5.42 | 2.90 | 1.23 | 1.66 | 1.02 |
| FeO | 0.41 | 0.79 | 0.79 | 0.47 | 10.08 | 10.30 | 11.63 | 17.95 | 16.77 |
| MnO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.05 | 0.08 | 0.32 | 0.35 | 0.30 |
| MgO | 1.49 | 0.81 | 0.69 | 0.85 | 1.32 | 1.37 | 1.43 | 15.34 | 17.95 |
| CaO | - | 0.23 | 0.06 | 0.06 | 0.17 | 0.10 | 0.11 | 0.23 | 0.23 |
| Na ₂ O | 2.28 | 1.91 | 1.94 | 1.59 | - | - | - | 1.43 | 1.17 |
| K ₂ O | 8.56 | 7.36 | 8.03 | 7.58 | - | - | - | 0.07 | 0.18 |
| H ₂ O | 5.02 | 5.34 | 5.10 | 3.56 | 1.60 | 1.95 | 1.85 | 2.25 | 2.45 |
| Сумма | 100.47 | 100.41 | 99.52 | 100.10 | 99.92 | 99.65 | 99.47 | 100.06 | 100.30 |
| <i>f</i> | - | - | - | - | 0.842 | 0.816 | 0.815 | 0.407 | 0.350 |
| X _{Na} | 0.289 | 0.284 | 0.267 | 0.234 | - | - | - | - | - |
| X _{Mg} | 0.805 | 0.647 | 0.609 | 0.697 | 0.158 | 0.184 | 0.185 | 0.603 | 0.655 |
| K | 0.71 | 0.60 | 0.67 | 0.68 | - | - | - | 0.02 | 0.03 |
| Na | 0.29 | 0.24 | 0.24 | 0.21 | - | - | - | 0.40 | 0.32 |
| Ca | - | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.03 |
| Mg | 0.14 | 0.08 | 0.07 | 0.08 | 0.28 | 0.33 | 0.40 | 3.28 | 3.79 |
| Fe ²⁺ | 0.02 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 1.21 | 1.64 | 1.60 | 2.16 | 1.99 |
| Mn | 0.01 | - | - | - | - | 0.01 | 0.04 | 0.04 | 0.03 |
| Fe ³⁺ | 0.02 | - | - | 0.05 | 0.60 | 0.07 | - | 0.19 | 0.10 |
| Al _{VI} | 1.75 | 1.74 | 1.79 | 2.04 | 8.40 | 8.93 | 9.24 | 1.09 | 0.81 |
| Ti | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.08 | 0.08 | 0.03 | 0.03 |
| Al _{IV} | 0.97 | 0.75 | 0.85 | 0.94 | - | - | - | 1.51 | 1.26 |
| Si | 3.03 | 3.25 | 3.15 | 3.06 | 3.96 | 3.92 | 3.92 | 6.48 | 6.74 |
| Фенгит | 0.091 | 0.064 | 0.057 | 0.049 | - | - | - | - | - |

соответствии с только что рассмотренными особенностями состава граната, а значит, и с результатами термометрических исследований.

Мусковиты рассматриваемой зоны (табл. 5), отличаясь низким содержанием фенгитового минала, характеризуются необычно высокой натриевостью (от 0.284 до 0.289) при обычном содержании этого элемента в сосуществующем биотите (от 0.042 до 0.111). А это значительно превышает равновесную концентрацию натрия в мусковите для температуры около 600–650° (Перчук, 1970). Возможно, что такое обогащение мусковита парагонитовым миналом можно связывать с явлениями кислотного выщелачивания, о чем свидетельствует часто наблюдающаяся мусковитизация биотита. Повышенная активность натрия во время метасоматоза кристаллических сланцев очень характерна для музкольского и язгулемского комплексов, что будет подробнее рассмотрено в этой и следующей главе монографии. Процессы кислотного выщелачивания проявляются на регрессивной стадии метаморфизма. Поэтому увеличение мольной доли натрия должно быть связано со снижением температуры. Прямая связь X_{Na} с содержанием фенгитового минала (табл. 5), отражающим температуру минералообразования, согласуется с этим выводом. Ставролиты музкольского комплекса охарактеризованы лишь тремя анализами, приведенными в табл. 5. Варьирующая магнезиальность ставролита прямо связана либо с давлением, либо с температурой.

Зона ставролит-жедрит-гранатовой, гранат-кианит-биотит-мусковитовой, гранат-кианит-биотит-ортоклазовой и гранат-силлиманит-биотит-ортоклазовой субфаций (I). Внешняя, низкотемпературная, граница зоны проводится по исчезновению ставролита в калиевых метапелитах (двуслюдяных сланцах). Она четко выявляется и картируется как в Джаланской, так и в Шатпутской термальных антиклиналях, причём в первой из них в породах, бедных калием, ставролит сохраняет свою устойчивость, что и позволяет выделять здесь ставролит-жедрит-гранатовую субфацию. Дегидратация ставролита приводит в большинстве случаев к появлению устойчивой ассоциации $Gr + Bt + Ky + Mu + Pl + Qu$. Именно в этих породах появляются первый жильный материал мигматитов, представленный как существенно натриевыми гранитами Джаланской антиклинали (γ_1^D), так и калиево-натриевыми гранитами Шатпутской антиклинали (γ_1^W). Породы ставролит-жедрит-гранатовой и гранат-кианит-биотит-мусковитовой субфаций (зона Ia) слагают практически всю ядерную часть первой из названных термальных структур и занимают значительные площади в ядре второй.

Широкое развитие бесставролитовых, гранат-биотит-кианит-мусковитовых плаггиогнейсов, преимущественное образование

в малокалиевых породах, бедных кальцием, ассоциаций ставролита с жедритом или кианита с жедритом и гранатом говорит о значительных величинах давления – более 7 кбар. Лишь изредка отмечается дегидратация ставролита в поле устойчивости гранат-кордиеритового парагенезиса, о чем свидетельствует появление кордиеритовых кайм на границе ставролита и кварца в кианит-гранат-ставролитовых сланцах (Попова, 1973), что возможно при давлении, не большем, чем 6 кбар (рис. 20).

Судя по повсеместной устойчивости мусковита, в зоне I Джаланской антиклинали температура никогда не превышала 650–680°. Исключение составляют небольшие по площади участки, где В.А. Попова (1973) отмечает парагенезис кианита с калиевым полевым шпатом. Зона I в Шатпутской антиклинали расчленяется на две подзоны – Ia и Ib, первая из которых вполне идентична центральной зоне Джаланской структуры. Внешняя граница второй проводится по реакции дегидратации мусковита, после чего появляется устойчивый парагенезис $Ky + Qtz$ (Попова, 1973). В ядре Шатпутской антиклинали развиты гнейсы с ассоциацией $Gr + Bt + Sil + Kfs$, что соответствует температуре, большей 650–700°. Дегидратация мусковита в поле устойчивости кианита однозначно свидетельствует о величине давления, превышающей 7.5 кбар.

Гранаты на границе зон I и II и внутри первой зоны (обр. 71а, 98д, 62/1, табл. 3, рис. 21) характеризуются высокой магнезиальностью и кальциевостью, что в сочетании друг с другом свидетельствует об относительно высоких температурах и давлениях.

Биотиты сами по себе существенно не отличаются от биотитов второй зоны. Исключение представляет лишь обр. 62/1 – наиболее высокотемпературный из всех проанализированных, в котором получена максимальная концентрация алюминия и максимальной оказалась величина отношения Al_{VI}/Al_{IV} . Из этой же зоны были проанализированы биотиты из малокалиевых жедритовых гнейсов. Они оказались заметно менее глиноземистыми, чем из ассоциаций гнейсов и сланцев, богатых калием, высокомагнезиальными и натриевыми (обр. 381б, 382д, 383ж, табл. 4, рис. 23).

В нашем распоряжении имеются результаты двух анализов жедритов (табл. 5) из метасоматически измененных гнейсов I зоны Джаланской антиклинали. Обращают на себя внимание довольно высокая магнезиальность, которая оказывается все же меньшей, чем магнезиальность сосуществующего биотита, и высокая концентрация натрия. Отмеченные особенности состава биотита и жедрита вполне понятны, если учесть интенсивное преобразование содержащих их гнейсов натриевым метасоматозом. Появление жедрита в данных породах можно объяснить меньшей подвижностью магния по сравнению с другими сильны-

ми основаниями и его переотложением сразу же после некоторого спада кислотности флюидов.

Ассоциации алюмосиликатных пород, богатых CaO , карбонатных пород существенно не меняются на границе II и I зон. Лишь внутри последней появляются форстеритовые парагенезисы в мраморах и кальцифирах.

Минералы и парагенезисы низких давлений в породах музкольского комплекса. Данные по парагенезисам пород, бедных кальцием, показывают, что метаморфическая зональность в целом, начиная с самых низкотемпературных зон, формировалась при давлении, превышающем 5–6 кбар. Имеются также указания на то, что при температуре от 600 до 700° давление достигало 7.5 кбар и более. В то же время существуют минеральные ассоциации, образованные при давлении менее 5 кбар. Факты образования позднего порфиробластического андалузита в различных частях зоны II, дегидратация ставролита в кианитсодержащих сланцах в поле устойчивости гранат–кордиеритовых парагенезисов, наличие наложенного кордиерита в породах I зоны показывают, что снижение давления происходило на поздних стадиях метаморфизма. На это обратили внимание М.С. Дюфур и Н.В. Котов (1972), связавшие снижение давления с периодом мигматизации и гранитизации.

Подтверждая вывод о такой эволюции термодинамических условий метаморфизма музкольского комплекса, отметим, что синхронизация значительного снижения давления с ультраметаморфизмом находится в противоречии со следующими наблюдениями. После формирования плагиогранито–гнейсов бассейна р. Джалана (\mathcal{J}_1^A), мигматитов и гранито–гнейсов бассейна р. Зор–Бурулюка (\mathcal{J}_1^B) в обеих рассматриваемых термальных антиклиналях интенсивно проявлены процессы кислотного выщелачивания и сопряженного с ними железо–магнезиального метасоматоза, в результате которого возникают породы с парагенезисами кианита с кварцем, жедритом и кордиеритом. Только в поздне гранат–биотит–силлиманит–ортоклазовой субфации возникают кварц–силлиманитовые кислотные метасоматиты. А это значит, что не только гранитообразование, но и последующие процессы протекали при достаточно высоком давлении. По крайней мере образование посткинematических порфиробласт андалузита не может быть связано со временем ультраметаморфизма.

Ассоциации пониженных давлений выступают не только как наложенные на парагенезисы кианит–ставролитовых сланцев, но и как реликтовые. В бассейне р. Зор–Бурулюка встречены породы с деформированными зернами андалузита, иногда ассоциирующегося с кордиеритом и, возможно, гранатом и непосредственно замещающегося кианитом. Такого рода факты могут сви-

детельствовало о том, что метаморфизм начинался при сравнительно низком давлении, после чего оно повышалось до величин порядка 7 кбар и более, а затем после проявления ультраметаморфизма снова падало (рис. 20).

Метасоматоз пород музкольского комплекса. Региональный метаморфизм сопровождается разнообразными метасоматическими преобразованиями пород, в основной своей части подробно описанными ранее М.С. Дюфуром и В.А. Поповой (Дюфур и др., 1968, 1970; Дюфур, Попова, 1972, 1975; Попова, 1972), которые проследили общие закономерности распределения метасоматических пород в метаморфической зональности. Наибольший интерес для нас представляют явления альбитизации и скаполитизации мраморов, образование магнезиальных скарнов и зон флогопитизации, явления кислотного выщелачивания и, наконец, магнезиальный метасоматоз.

Скаполитизация и альбитизация кристаллических сланцев, богатых и бедных кальцием, проявляются, как правило, сопряженно, в тесной связи друг с другом в зоне II, а первый из этих процессов, кроме того, широко развит в зоне III. Скаполитизация обычно более характерна для пород, богатых CaO , тогда как альбитизации в большей мере подвергаются сланцы, бедные кальцием. Чаще всего указанные метасоматические минералы появляются в форме порфиробластов, равномерно рассеянных в породах, но иногда образуются их скопления с нечеткими контурами или редко – обособленные тела с резкими контактами.

В скаполитизированных кристаллических сланцах наблюдается тенденция к возникновению трехминеральных парагенезисов кварца с плагиоклазом и скаполитом или с кальцитом и скаполитом. Их появление вместо плагиоклаз-кальцитовой ассоциации в системах, открытых по отношению к натрию, связано, по мнению А.А. Маракушева (1965), с повышением химического потенциала натрия и хлора во флюидах.

Явления альбитизации чаще, чем скаполитизации, приводят не только к рассеянному порфиробластезу, но и формированию обособленных тел кварц-альбитовых пород, которые, например, встречены в бассейне р. Белеули, на восточном замыкании Джаланской антиклинали. Эти породы вполне аналогичны альбититам язгулемского комплекса, которые рассматриваются в гл.5. Их возникновение сопровождается развитием линз и „пятен“ мономинеральных или скаполитсодержащих амфиболитов, являющихся продуктами переотложения вынесенных из зон замещения сильных оснований – железа, магния и кальция.

Как скаполитизация, так и альбитизация приводит к растворению темноцветных минералов и, в частности, биотита. Это свидетельствует о выносе не только железа и магния, но и кальция. Ниже при подробном рассмотрении генезиса язгулемских альбититов и джаланских плагиогранито-гнейсов данный вывод

будет проконтролирован результатами петрохимических и геохимических исследований.

Магнезиальные скарны наиболее часто возникают при биметасоматозе на контакте карбонатных и алюмосиликатных метаморфических пород или гранитоидов. Однако встречаются и образованные при инфильтрационном метасоматозе жильные тела скарнов в кристаллических сланцах и мраморах. В этом случае в них наблюдается отчетливая симметричная зональность. Внешняя диопсид-скаполитовая зона сменяется к осевой части жил мономинеральными диопсидовой и флогопитовой зонами. Флогопит не только приурочен к осевым частям метасоматических жил, но и концентрируется в их зольбандах, а также в секущих маломощных зонах. Это свидетельствует о некотором запаздывании флогопитизации по отношению к диопсидовым и диопсид-скаполитовым породам. По-видимому, часто наблюдающаяся флогопитизация карбонатных пород (Попова, 1972) и контактово-реакционных магнезиальных скарнов происходит одновременно с формированием зоны флогопита в метасоматических жилах.

Процессы кислотного выщелачивания наиболее интенсивны в кристаллических сланцах и гнейсах, бедных кальцием. В зонах II и частично I они проявляются в почти повсеместной мусковитизации, при которой этот минерал псевдоморфно замещает биотит, и в конечном итоге возникают биминеральные кварц-мусковитовые породы. Хотя названные процессы и протекают при повышенном потенциале калия, высокая активность натрия во флюидах сохраняется и во время кислотного метасоматоза. Об этом свидетельствуют предельно высокие для определенных с помощью гранат-биотитового термометра температур - 600° и более (см. ниже) содержания парагонита в мусковите, достигающие 22-28%. В зоне II, а особенно в I зоне, наблюдается замещение глиноземистых гнейсов кварц-кианитовыми породами.

С процессами кислотного выщелачивания тесно связано образование железо-магнезиальных метасоматитов. В плагиогранито-гнейсах бассейна р. Джалан это жилы и тела сложной формы жедритовых, жедрит-кордиеритовых и реже жедрит-гранатовых пород. Последние чаще всего развиваются за счет амфиболитов, приурочиваясь к их контакту с глиноземистыми гнейсами. Кордиеритовые метасоматиты, напротив, всегда залегают среди кислых пород и часто слагают внешнюю часть зональных тел кислотных метасоматитов кварц-кианитовой фации. Намечается следующая смена парагенезисов от центра к периферии таких тел: кварц + кианит → кварц + кианит + кордиерит → кварц + кордиерит + жедрит + плагиоклаз. Представляется, что такие внешние зоны метасоматических тел являются зонами переотложения выщелоченных оснований (так называемые перемещенные инертные компоненты, по Коржинскому). Наблюдения над непосредственными соотношениями различных метасоматитов свидетельствуют о такой последовательности: кварц-

кианит-кордиеритовые → кварц-кордиерит-жедрит-плагиоклазовые → кварц-жедрит-гранатовые породы. Перечисленные факты показывают, что ряд подвижности сильных оснований выглядит следующим образом: Mg, Ca, Fe. Вывод несколько неожиданный для музкольского комплекса, так как относительная инертность Mg свойственна андалузитовым, малоглубинным комплексам (Глебовицкий, Бушмин, 1979).

Процессы кислотного выщелачивания и сопряженный с ними железо-магниеальный метасоматоз запаздывают по отношению к ранее рассмотренным преобразованиям пород, а в частности к альбитизации. Об этом свидетельствует, например, факт образования кианит-кварцевых жил в альбититах бассейна р. Белули.

Таким образом, для музкольского метаморфического комплекса характерно широкое развитие аллохимических превращений кристаллических сланцев. Различные типы таких преобразований закономерно соотносятся с зональностью регионального метаморфизма, что говорит и об их генетической связи. Регионально проявленные в зонах III и II скаполитизация и альбитизация обусловлены общей причиной - повышением активности натрия в растворах, которые, судя по всему, были существенно хлоридными. В обоих случаях происходит замещение минералов, содержащих калий, что говорит о низкой активности этого компонента во флюиде. В то же время рассматриваемые процессы существенно отличаются друг от друга. Если при альбитизации происходит вынос кальция с образованием роговообманковых и скаполитовых метасоматитов вблизи участков широкого проявления интенсивного натриевого метасоматоза, то при скаполитизации активность кальция в растворах поддерживается на достаточно высоком уровне, что связано с особенностями состава замещаемых пород, а отчасти, возможно, с обогащением внешней зоны вынесенным из зоны альбитизации кальцием.

Во время следующих за скаполитизацией и альбитизацией процессов кислотного выщелачивания натровые тенденции в изменении состава сохраняются, но к данному моменту активность калия в растворах повышается и происходит переотложение этого компонента, мобилизованного при более раннем метасоматозе (мусковитизация и флогопитизация). Процессы натриевого метасоматоза усиливаются по направлению к центрам термальных антиклиналей, что особенно четко устанавливается в пределах Джаланской структуры, в ядре которой возникают плагиогранито-гнейсы, подробно рассматриваемые в гл. 5.

Термодинамические характеристики метаморфических пород. На основании общего анализа парагенезисов алюмосиликатных пород, бедных кальцием, удается произвести общую оценку термодинамических параметров метаморфизма. Попытаемся уточнить эти оценки и проверить достоверность полученных выводов на основании некоторых диаграмм фазового

соответствия и изучения включений минералообразующих сред.

Ранее было показано, что из числа имеющихся минералогических термометров и барометров гранат-биотитовый является наиболее надежным (Термо- и барометрия..., 1977). Применение выведенных Л.Л. Перчуком (1970, 1973) диаграмм фазового соответствия для парагенезиса $Bt + Gr$ дает хорошие результаты в том случае, когда составы близки среднестатистическим из тех выборок, которые легли в основу первоначальной градуировки термометра. В то же время вариации составов фаз были значительными, а их влияние на ошибки измерения не исследовалось. В работе В.А. Глебовицкого и др. (1972) была предпринята попытка найти зависимости коэффициента распределения Mg между гранатом и биотитом от температуры и давления для парагенезисов с участием трех железо-магнезиальных фаз - граната, биотита и кордиерита и учесть все особенности состава сосуществующих фаз. При этом использование данных по породам с одним и тем же парагенезисом не только сужало пределы вариаций составов сосуществующих фаз, но позволяло более широко использовать информацию о составе минералов. В частности, была получена эмпирическая зависимость K_{Gr-Bt}^{Mg} для средней магнезиальности биотита от T . Далее были выведены формулы для вычисления поправок к коэффициенту распределения на отклонение составов от средних. Здесь мы будем использовать следующие уравнения: $\Delta K = 0.41(Fe^{Gr} - 2.14) + 0.38(Mn^{Gr} - 0.20) + 0.37(Ca^{Gr} - 0.31) - 0.19(Fe^{Bt} - 1.10)$ для двуслюдяных сланцев и $\Delta K = 0.43(Fe^{Gr} - 2.12) + 0.25(Mn^{Gr} - 0.10) - 0.37(Ca^{Gr} - 0.19) - 0.39(Fe^{Bt} - 1.05)$ - для гнейсов, где ΔK - поправка к K_{Mg}^{Gr-Bt} ; Fe^{Gr} , Mn^{Gr} , Ca^{Gr} , Fe^{Bt} - содержание Fe , Mn , Ca в формульных единицах в гранате и биотите.

Полученные таким путем определения температур минералообразования сведены в табл. 6. Образцы 28б, 28г, 28ж отобраны из средней части зоны II, где наблюдается серия минеральных превращений, характерных для границы эпидотовых и альмандиновых амфиболитов. Поэтому температуры 590-605° представляются вполне реальными. Образцы 76к и 98б относятся к внутренней, наиболее высокотемпературной части зоны II и отражают условия, близкие к верхнему температурному пределу ставролита. Примерно эти же условия запечатлены в обр. 71а и 684/6, взятых из внешней части зоны I. Обращают на себя внимание высокие температуры устойчивости ставролита и мусковита (670-690°), что наряду с фактом появления мигматитов в поле стабильности мусковита свидетельствует о высокой фугитивности воды во флюиде (Глебовицкий, Другова, 1979). На рис. 24 сведены данные по температурам устойчивости мусковитовых и альтернативных им кианит-ортоклазовых или силли-

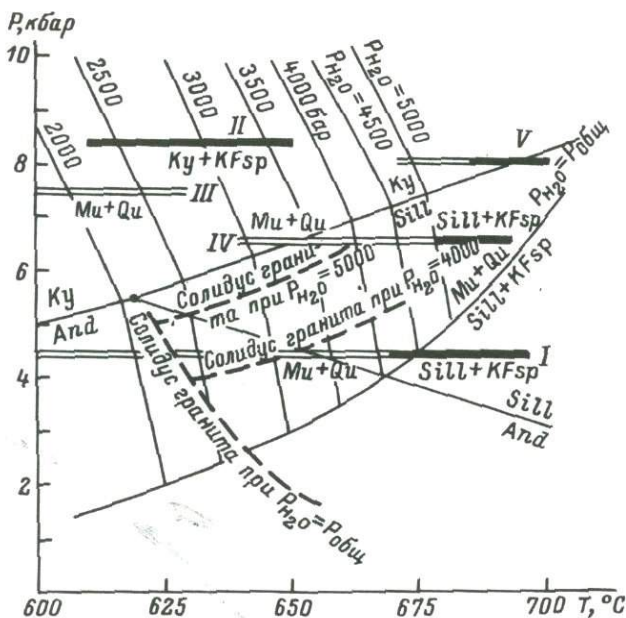


Рис. 24. Температуры устойчивости мусковитовых парагенезисов в различных метаморфических комплексах.

I - ладожский комплекс; II - гранат-кианит-биотит-ортоклазовая, III - гранат-кианит-биотит-мусковитовая субфация беломорского комплекса; IV - становой, V - мускольский комплексы.

манит-ортоклазовых парагенезисов в комплексах разной глубинности, в том числе в мускольском комплексе. Из этого следует вывод о высокой фугитивности воды во флюиде, превышавшей 5 кбар. Наконец, интересен факт высокой температуры формирования парагенезиса силлиманитовых гнейсов, что является косвенным указанием на высокое давление при метаморфизме в ядре Шатпутской антиклинали. Давление оценивалось по диаграмме P-T (Термо- и барометрия..., 1977), на которую были нанесены линии постоянных значений натуральных логарифмов коэффициентов разделения магния в гранат-биотитовой паре в парагенезисе $Gr + Bt + Ky + Or + Pl + Qu$. Эти линии имеют отрицательный наклон на P-T диаграмме под средним углом. А это значит, что \bar{K}_{Mg}^{Gr-Bt} в равной степени зависит от P и T и определение первой величины невозможно без знания второй. Задача упрощается, когда мы имеем дело с парагенезисом $Gr + Bt + Ky + Mu + Pl + Qu$, для которого величина \bar{K}_{Mg}^{Gr-Bt} мало меняется с температурой, а ошибка определения давления не зави-

Таблица 6

Условия образования некоторых парагенезисов пород, бедных кальцием

| Номер образца | Парагенезис | X_{Mg}^{Gr} | X_{Mg}^{Bt} | K_{Mg}^{Gr-Bt} | Fe^{Gr} | Mn^{Gr} |
|---------------|----------------------|---------------|---------------|------------------|-----------|-----------|
| 28б | Bt+Mu+Gr+St+Ky+Pl+Qu | 0.130 | 0.421 | 0.206 | 2.52 | 0.05 |
| 28г | " | 0.140 | 0.412 | 0.236 | 2.41 | 0.05 |
| 28ж | " | 0.169 | 0.468 | 0.231 | 2.32 | 0.07 |
| 555д | " | 0.172 | 0.574 | 0.154 | 2.15 | 0.01 |
| 76к | " | 0.179 | 0.438 | 0.280 | 2.30 | 0.16 |
| 98б | " | 0.282 | 0.570 | 0.296 | 2.06 | 0.00 |
| 684/6 | Bt+Mu+Gr+Ky+Qu | 0.224 | 0.411 | 0.414 | 1.73 | 0.15 |
| 71а | Bt+Mu+Gr+Ky+Pl+Qu | 0.223 | 0.488 | 0.301 | 2.18 | 0.00 |
| 62/1 | Bt+Gr+SiU+Or+Pl+Qu | 0.233 | 0.401 | 0.454 | 1.85 | 0.36 |

Примечание. $X_{Mg}^{Gr} = \frac{Mg}{Fe+Mg}$; $K_{Mg}^{Gr-Bt} = \frac{X_{Mg}^{Gr}(1-X_{Mg}^{Bt})}{(1-X_{Mg}^{Gr})X_{Mg}^{Bt}}$; Fe^{Gr} ; Mn^{Gr} ,

к коэффициенту распределения K_{Mg}^{Gr-Bt} .

Таблица 7

Результаты определения максимальных $T_{Гом}$ и $P_{Фл}$ включений в

| Номер образца | $T_{Гом}, ^\circ C$ | | | | | |
|---------------|------------------------------|-----|-------------------------------|-----|---------------------------|-----|
| | водные двухфазовые включения | | солевые трехфазовые включения | | включения H_2O и CO_2 | |
| | Qu | Ky | Qu | Ky | Qu | Ky |
| 4157 | 420 | | | | | 370 |
| 4081 | 480 | 510 | 480 | 510 | | 320 |
| S-174 | 435 | | | | | 300 |
| 734/3 | | 630 | | 660 | | 370 |
| 83/13 | | 440 | | 330 | | 380 |
| 83/14 | | 250 | | 650 | | 330 |
| 684/68 | | 380 | | | | 385 |
| S-175д | 270 | | 650 | | | 330 |
| 679/2 | 550 | | 560 | | | |

| Ca^{Gr} | Fe^{Bt} | ΔK | K_{Mg}^{Gr-Bt} (исп.) | $T, ^\circ C$ | $\ln K_{Mg}^{Gr-Bt}$ | P , кбар | P , кбар, по Л.А. Перчуку (1973) | Зона |
|-----------|-----------|------------|-------------------------|---------------|----------------------|------------|------------------------------------|------|
| 0.03 | 1.28 | -0.039 | 0.167 | 605 | -1.17 | 5.5 | 5.3 | II |
| 0.02 | 1.23 | -0.075 | 0.157 | 590 | -1.08 | 6.0 | 5.9 | II |
| 0.08 | 1.17 | -0.073 | 0.158 | 590 | -1.02 | 6.9 | 6.2 | II |
| 0.45 | 0.85 | +0.032 | 0.186 | 625 | -1.20 | 5.4 | 5.5 | II |
| 0.07 | 1.24 | -0.061 | 0.219 | 670 | -0.89 | 7.4 | 6.5 | II |
| 0.30 | 0.95 | -0.057 | 0.239 | 690 | -0.70 | 8.5 | 7.6 | II |
| 0.50 | 1.21 | -0.182 | 0.232 | 685 | -0.61 | 9.3 | 8.6 | I |
| 0.26 | 1.12 | -0.082 | 0.219 | 670 | -0.67 | 9.0 | 8.0 | I |
| 0.22 | 1.35 | -0.154 | 0.300 | 770 | -0.58 | 7.9 | 8.3 | I |

Ca^{Gr} , Fe^{Bt} - содержания Fe, Mn, Ca в гранате и биотите; ΔK - поправка

кристаллах кварца и кианита

| P по диаграммам, кбар | | | Зона |
|-------------------------|------------------|--------------------|------------------|
| Ю.А. Долгов (1970) | Ф.Г. Смит (1968) | Л.Л. Перчук (1973) | |
| | | | IУ |
| 4.7 | 4.7 | 4.0 | Граница III и II |
| 7.0 | 7.3 | 5.6 | II |
| 7.4 | 7.4 | 5.9 | Граница II и I |
| | | | " |
| | | | " |
| | | | I |
| | | | Ia |
| | | | Ia |

сит от вариаций фугитивности воды во флюиде. Для сравнения приводим также оценки, полученные с помощью диаграммы Л.Л. Перчука (1973). Как видно из табл. 6, определения, сделанные разными методами, практически совпадают друг с другом, а ошибка не превышает 0.5 кбар. Можно также констатировать и хорошее соответствие оценок данным общего парагенетического анализа, выполненного на основе схемы минеральных фаций. В частности, наибольшие давления получены для высокотемпературной зоны, где встречаются такие экзотические ассоциации, как $Gr + Bt + Gcd + Ky$ и $Gr + Bt + Ky + Or$.

Использование гранат-ставролитового барометра (Перчук, 1973) дало для обр. 286, 28г, 76к величины давления соответственно 6.5, 5.0 и 8.0 кбар. Хотя эти оценки не очень сильно отклоняются от приведенных выше, они менее надежны ввиду имеющихся погрешностей в определении железа в ставролите.

Сравним приведенные выше данные с ранее полученными результатами исследования включений минералообразующих сред методом гомогенизации (Дюфур, Седова, 1975; Термо- и барометрия..., 1977). Изучались следующие их типы: водные двухфазовые, солевые трехфазовые, $H_2O + CO_2$ и однофазовые углекислые включения. Оказалось, что измеренные температуры гомогенизации меняются в очень широких пределах, а наибольшие значения T дают включения второго и отчасти первого типов. Было показано, что максимальные из них оценки близки к истинным температурам (Термо- и барометрия..., 1977). Остальные включения можно рассматривать как вторичные.

Так как для оценки величины давления по измеренной плотности однофазовых включений CO_2 необходимо знание температуры, было принято, что включения, отличающиеся наибольшей плотностью и выступающие как наиболее ранние, соответствуют кульминации метаморфизма и поэтому должны быть соотнесены с максимальной температурой, определенной при гомогенизации солевых трехфазовых включений. Другие же включения отражают спад давления на регрессивном этапе процесса.

Легко убедиться в том, что полученные таким путем определения температур (табл. 7) довольно хорошо согласуются с оценками по схеме фаций и диаграмме фазового соответствия. Действительно, максимальная температура для 1У зоны (420°) близка к пограничной между зонами 1У и III и лишь немного превышает ее. На границе III и II получены значения 510 и $480-500^\circ$, что точно совпадает с оценками по рис. 20. Такое же совпадение определений температур ($650-660^\circ$) имеет место на границе зон I и II. Почти отсутствуют достоверные определения температуры для зоны мигматизации (Ia), и даже единственная оценка 650° оказывается заниженной. И все же, забегая вперед, отметим, что методом гомогенизации расплавных включений в шатпутских мигматитах и гранито-гнейсах были

получены интервалы температур 680–820° (см. гл. 5), вполне согласующиеся с приведенными выше данными.

Что касается величин давления, то приходится констатировать лишь более или менее удовлетворительную сопоставимость данных исследований разными методами. Абсолютные значения давления, снимаемого с диаграмм $P-V-T$ разных авторов различаются на 1.5 кбар, причем наиболее низкие, плохо согласующиеся величины получаются по результатам новейших исследований термодинамических свойств CO_2 при высоких P и T . Но несмотря на это, нельзя утверждать, что оценки по диаграммам $P-T-\ln \bar{K}_{Mg}^{Gr-Bt}$ являются завышенными, так как исследованные парагенезисы образовались при необычно высокой для кианитовых комплексов фугитивности воды во флюидах. Но независимо от причин несогласованности абсолютных значений давления, полученного разными методами, существование четко выраженного максимума в высокотемпературной зоне, выявляемое с помощью диаграмм фазового соответствия, находит еще одно подтверждение в результатах исследования однофазовых включений CO_2 .

Резюмируя все сказанное выше, отметим следующее. Оценки температуры с помощью использованных нами методов, хотя и близки к оценкам по фашиальной схеме, но все же всегда немного превышают их. Особенно бросается в глаза устойчивость ставролита и мусковита при высоких температурах. Отсюда кроме вывода о высоком значении фугитивности воды во флюиде вытекает заключение о том, что общее давление, равное давлению флюида, было действительно высокое, так как при таком режиме флюида линии критических равновесий, имеющие отрицательный наклон на $P-T$ диаграмме ($St+Qu=Gr+Ged+Ky$, $Mu+Qu=Ky+Or$), будут смещаться в область более высоких давлений. Иными словами, приведенные выше оценки давления от 7.9 до 9.3 кбар при $T=670-690^\circ$ не могут оказаться завышенными. В связи с этим под сомнение может быть поставлена лишь величина, полученная для силлиманитового гнейса. Что же касается определений по однофазовым включениям CO_2 , то даже самые большие из них могут отражать лишь нижний предел давления в кульминационную стадию метаморфизма.

Метаморфическая зональность в западной части Центрального Памира

Мезозойские отложения, датируемые верхним триасом и объединяемые в вомарскую свиту, широко развиты к западу от пос. Рушан и почти непрерывной полосой прослеживаются до пос. Бахрушана. В районе поселков Бахрушан и Дерзуд породы вомарской свиты надвинуты на язгулемский карбонатно-терригенно-сланцевый комплекс, мигматизированный и прорванный

гранитами. Есть основание полагать, что по крайней мере в восточной части площади своего распространения язгулемский комплекс включает в себя сланцы вомарской свиты, но основательно переработанные процессами регионального метаморфизма. В частности, вблизи указанного надвига вомарские сланцы подвержены альбитизации, как и многие породы язгулемского комплекса.

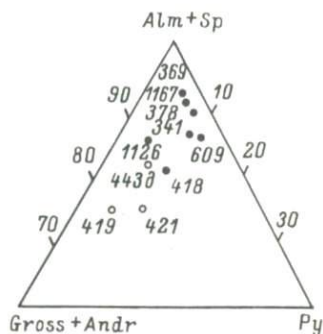
В западной части зоны Центрального Памира устанавливается крупная термальная антиклиналь, названная нами Язгулемской. Ее отражением является хорошо выраженная метаморфическая зональность, исследованная авторами на участке, расположенном к западу и северо-западу от пос. Рушан. В гл. 3 отмечалось, что структуры язгулемского комплекса и вомарской свиты как по последовательности своего формирования, так и характеру хорошо коррелируются со структурами музкольского комплекса. Так же, как и в восточной части Центрального Памира, неоднородный метаморфизм синхронен с ранними этапами деформаций, когда деформировались крупные тектонические покровы N_0 , но продолжающиеся движения по надвигам вызывают деформации изотермических поверхностей. Такие эффекты наблюдаются, например, в зоне надвига на границе вомарской свиты и язгулемского комплекса.

Вомарская свита сложена главным образом глиноземистыми пелитовыми и алевропелитовыми сланцами с небольшим количеством прослоев карбонатных пород. Степень их метаморфизма меняется от низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев в районе пос. Рушан до высокотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов с переходом к ультраметаморфизму в районе пос. Шидз, но уже в пределах язгулемского комплекса. Все преобразования, как и на Музкольском хребте, проявлялись в режиме повышенных давлений, что и приводило к формированию пород кианит-силлиманитовой фациальной серии.

Фиксируются хлоритовидная, гранатовая, ставролитовая, кианит-биотитовая и кианит-мусковитовая изограды, ограничивающие зоны биотит-мусковит-хлоритовой, биотит-мусковит-альмандиновой субфаций фации зеленых сланцев, ставролит-гранат-биотит-хлоритовой и ставролит-биотит-кианит-мусковитовой субфации фации эпидотовых амфиболитов, ставролит-гранат-кордиеритовой и гранат-биотит-кианит-мусковитовой субфаций фации альмандиновых амфиболитов.

Зона биотит-мусковит-хлоритовой субфации на востоке непосредственно тектонически контактирует с вулканогенными толщами третичного возраста (восточнее пос. Рушан). Черные и темно-серые сланцы вомарской свиты в данной зоне часто содержат реликты псаммитовых и алевропелитовых структур. Типичными парагенезисами в них являются $Bt + Chl + Mu + Pl + Qu$ и $Bt + Cc + Chl + Pl + Qu$. Иногда присутствует стильпномелан. Биотит нередко образует порфиробласты

Рис. 25. Состав гранатов из различных зон Поршневской (темные кружки) и Язгулемской (светлые кружки) термальных антиклиналей.



или сростания с мусковитом. Иногда наблюдается хлоритоид, появляющийся в малокалиевых метапелитах за счет дегидратации железистого хлорита в присутствии пирофиллита. Температура зоны меняется от 400 до 450°.

Зона биотит-мусковит-алмандиновой субфации сменяет предыдущую западнее устья руч. Вомар. Гранат, входящий в минеральные ассоциации $Gr+Bt+Mu+Pl+Qu$ и $Gr+Mu+Bt+Chl+Pl+Qu$, появляется в связи с дегидратацией железистого хлорита. Тем не менее последний сохраняет свою устойчивость на всем протяжении зоны вместе с мусковитом и биотитом. Температура в зоне меняется от 450 до 500°, рис. 20.

Зона ставролит-гранат-биотит-мусковитовой субфации низкотемпературной границей имеет изограду ставролита, появляющегося в метапелитах и в метаалевропелитах, богатых калием, по реакциям: $Chld+Chl+Mu=St+Bt+Qu$ и $Chld+Chl+Qu=St+Gr$, о чем свидетельствует набор критических парагенезисов глиноземистых пород в этой зоне - $St+Bt+Mu+Chl+Qu$ и $Gr+St+Bt+Mu+Qu$. Гранат из ставролитовых сланцев обладает высокой железистостью - 0.873 (табл. 8, обр. 412, рис. 25), точно такой же, как и гранат из аналогичной зоны Поршневской термальной антиклинали и высокой кальциевостью, что является одним из индикаторов повышенного давления при минералообразовании. Биотит, обладая низкой титанистостью, отличается высоким отношением Al_{VI}/Al_{IV} (следствие повышенного давления) и высокой магнетизальностью (низкая температура, рис. 26, табл. 9).

Примерно при температуре кристаллизации первого ставролита в сланцах, богатых кальцием, появляется парагенезис глиноземистой роговой обманки (табл. 10, обр. 419) и граната (табл. 8, обр. 419). Последний обладает высокой железистостью и умеренно высокой кальциевостью (около 21% гроссуларового минала). Температура в зоне меняется от 500 до 550° (рис. 20).

Зона ставролит-кианит-биотит-мусковитовой субфации ограничена со стороны низких температур так называемой кианит-биотитовой изоградой, соответствующей моновариантной реакции $St+Chl+Mu=Ky+Bt$ (рис. 20), благодаря чему устойчивым становится парагенезис $St+Gr+Bt+Ky+Mu+Qu$. Гранат из этой зоны (табл. 8, обр. 443d)

Таблица 8

Химические составы гранатов и ставролита
из язгулемского комплекса (в вес.%)

| | Гранаты | | | Ставролит |
|--------------------------------|---------|-------|-------|-----------|
| | 421 | 443д | 419в | 443д |
| SiO ₂ | 39.00 | 36.50 | 39.82 | 31.02 |
| TiO ₂ | 0.23 | 0.22 | 0.58 | 0.66 |
| Al ₂ O ₃ | 21.10 | 21.20 | 20.29 | 51.94 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.16 | 0.40 | 0.16 | } 12.87 |
| FeO | 29.15 | 30.51 | 28.44 | |
| MnO | 2.86 | 4.42 | 6.40 | 0.15 |
| MgO | 2.37 | 1.96 | 2.45 | 1.83 |
| CaO | 5.13 | 4.40 | 6.25 | 0.23 |
| H ₂ O | - | - | - | 1.50 |
| Сумма | 100.00 | 99.31 | 99.39 | 100.20 |
| <i>f</i> | 0.873 | 0.909 | 0.901 | 0.800 |
| X _{Mg} | 0.117 | 0.091 | 0.079 | 0.198 |
| Py | 0.106 | 0.080 | 0.063 | - |
| Alm | 0.677 | 0.700 | 0.580 | - |
| Sp | 0.066 | 0.101 | 0.159 | - |
| Gross | 0.151 | 0.119 | 0.198 | - |
| Andr | - | - | - | - |
| Fe ²⁺ | 1.95 | 2.07 | 1.72 | 1.59 |
| Mg | 0.28 | 0.24 | 0.19 | 0.38 |
| Mn | 0.20 | 0.30 | 0.47 | 0.02 |
| Ca | 0.45 | 0.35 | 0.59 | 0.03 |
| Al | 2.06 | 2.03 | 1.98 | 8.90 |
| Fe ³⁺ | - | 0.03 | 0.01 | - |
| Ti | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.08 |
| Si | 2.96 | 2.96 | 2.97 | 4.00 |

Примечание. Обр. 421 - Bt+Gr+Mu+Pl+Qu,
обр. 443д - Bt+Gr+St+Mu+Pl+Qu, обр. 419в - Bt+Hb+Gr+
+Ep+Pl+Qu; все образцы из эпидот-амфиболитовой фации. Фор-
мула ставролита рассчитана после вычитания избытка SiO₂.

Таблица 9

Химические составы биотитов из пород язгулемского комплекса (в вес.%)

| | 421 | 443д | 639м | 639б |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 38.00 | 35.90 | 37.20 | 37.20 |
| TiO ₂ | 1.83 | 1.55 | 2.80 | 2.47 |
| Al ₂ O ₃ | 19.13 | 20.83 | 14.82 | 14.56 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.35 | 0.80 | 1.94 | 2.40 |
| FeO | 16.73 | 17.55 | 14.36 | 14.13 |
| MnO | 0.07 | 0.04 | 0.09 | 0.08 |
| MgO | 9.32 | 10.28 | 14.82 | 15.08 |
| CaO | 0.29 | - | 0.12 | 0.23 |
| Na ₂ O | 0.35 | 0.39 | 0.42 | 0.48 |
| K ₂ O | 8.04 | 8.60 | 9.19 | 9.22 |
| H ₂ O | 4.75 | 3.50 | 3.65 | 3.45 |
| Сумма | 99.86 | 99.44 | 99.41 | 99.31 |
| <i>f</i> | 0.518 | 0.525 | 0.379 | 0.377 |
| X _{Mg} | 0.498 | 0.495 | 0.646 | 0.656 |
| K | 0.76 | 0.84 | 0.89 | 0.89 |
| Na | 0.05 | 0.06 | 0.06 | 0.07 |
| Ca | 0.02 | - | 0.01 | 0.02 |
| Mg | 1.04 | 1.06 | 1.66 | 1.70 |
| Fe ²⁺ | 1.04 | 1.12 | 0.90 | 0.89 |
| Mn | - | - | - | - |
| Fe ³⁺ | 0.07 | 0.05 | 0.11 | 0.14 |
| Al ^{VI} | 0.52 | 0.61 | 0.11 | 0.11 |
| Ti | 0.10 | 0.09 | 0.16 | 0.14 |
| Al ^{IV} | 1.16 | 1.26 | 1.20 | 1.19 |
| St | 2.84 | 2.74 | 2.80 | 2.81 |

Примечание. Обр. 421 и 443д см. табл. 8, обр. 639м - Bt+Hb+Pb+Qu, обр. 639б - Bt+Hb+Pl+Qu, Язгулем.

Таблица 10

Химические составы роговых обманок из пород
Язгулемского комплекса (в вес.%)

| | 639м | 639б | 652а | 639в | 643 | 419в |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 42.74 | 43.52 | 48.56 | 54.72 | 48.74 | 48.14 |
| TiO ₂ | 1.05 | 0.84 | 0.48 | 0.22 | 0.48 | 0.45 |
| Al ₂ O ₃ | 11.87 | 11.36 | 6.29 | 2.10 | 7.12 | 10.91 |
| Fe ₂ O ₃ | 5.05 | 5.25 | 4.65 | 1.35 | 4.05 | 0.56 |
| FeO | 10.84 | 11.02 | 9.81 | 8.96 | 11.02 | 12.64 |
| MnO | 1.18 | 0.25 | 0.15 | 0.15 | 0.32 | 0.47 |
| MgO | 11.88 | 11.20 | 14.71 | 18.04 | 14.13 | 11.63 |
| CaO | 11.20 | 10.97 | 11.67 | 11.20 | 10.27 | 11.39 |
| Na ₂ O | 2.11 | 2.15 | 1.11 | 0.65 | 1.18 | 0.72 |
| K ₂ O | 0.73 | 0.56 | 0.46 | 0.11 | 0.27 | 0.43 |
| H ₂ O | 1.85 | 2.15 | 2.10 | 2.35 | 2.25 | 2.55 |
| Сумма | 99.50 | 99.57 | 99.99 | 99.85 | 99.83 | 99.89 |
| <i>f</i> | 0.420 | 0.435 | 0.347 | 0.242 | 0.369 | 0.387 |
| X _{Mg} | 0.658 | 0.646 | 0.726 | 0.778 | 0.690 | 0.612 |
| Na α | 0.60 | 0.61 | 0.31 | 0.18 | 0.33 | 0.19 |
| K | 0.12 | 0.11 | 0.08 | 0.02 | 0.05 | 0.07 |
| Ca | 1.79 | 1.74 | 1.82 | 1.70 | 1.60 | 1.77 |
| Mg | 2.63 | 2.53 | 3.18 | 3.78 | 3.04 | 2.51 |
| Fe ²⁺ | 1.34 | 1.36 | 1.19 | 1.06 | 1.33 | 1.53 |
| Mn | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.07 |
| Fe ³⁺ | 0.56 | 0.59 | 0.51 | 0.14 | 0.45 | 0.07 |
| Al ^{VI} | 0.44 | 0.43 | 0.13 | 0.09 | 0.28 | 0.86 |
| Ti | 0.13 | 0.09 | 0.05 | 0.02 | 0.05 | 0.05 |
| Al ^{IV} | 1.65 | 1.66 | 0.95 | 0.27 | 0.94 | 1.01 |
| Si ^{IV} | 6.35 | 6.44 | 7.05 | 7.73 | 7.06 | 6.99 |

Примечание. Обр. 639м, 639б - см. табл. 8; обр. 652а - поздний метасоматит; обр. 639в - поздний Na α метасоматит; обр. 643 - из раннего Na α метасоматита, Язгулем; обр. 419в - см. табл. 9.

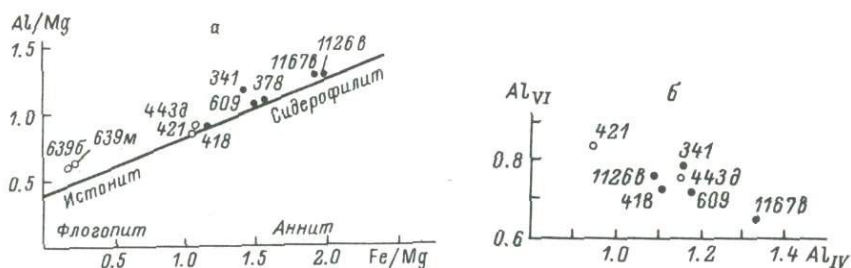


Рис. 26. Диаграммы $Al/Mg - Fe/Mg$ (а) и $Al_{VI} - Al_{IV}$ (б) для биотитов различных зон Язгулемской (светлые кружки) и Поршневской (темные кружки) термальных антиклиналей.

взят на восточной, низкотемпературной ее границе. Поэтому он мало отличается от граната предыдущей зоны. Снизилась лишь его кальциевость как следствие повышения T . Но все же содержание гроссуляра в нем достаточно высокое по сравнению с гранатами из соответствующей зоны андалузит-силлиманитовой фациальной серии (рис. 25). Биотит из обр. 443д (табл. 9, рис. 26) существенно не отличается от биотита из предыдущей зоны ни титанистостью, ни относительной магнизиальностью, что говорит о близких температурах кристаллизации этих минералов. Снижается лишь отношение Al_{VI}/Al_{IV} , что может свидетельствовать о некотором повышении T .

Внутри данной зоны устойчивы парагенезисы обыкновенной роговой обманки с гранатом, биотитом, плагиоклазом среднего и кислого состава, эпидотом, скаполитом. В то же время в породах, пересыщенных кальцием и относительно магнизиальных, стабилен малоглиноземистый амфибол, близкий к актинолиту. Температура в зоне меняется от 550 до 580° , давление - не менее 5 кбар.

Зона ставролит-гранат-кордиеритовой и гранат-биотит-кианит-мусковитовой субфации не имеет четких внешних и внутренних границ из-за сильного проявления в ее пределах аллохимических превращений ($Na-Si$ метасоматоза, мигматизации), затушевываших первичные соотношения между метаморфическими парагенезисами. Трудность изучения этой зоны определяется еще и тем, что она целиком располагается на площади распространения язгулемского комплекса, представленного умеренноглиноземистыми биотитовыми сланцами и плагиогнейсами и кристаллическими сланцами, богатыми CaO . В этих породах не возникают критические парагенезисы, устойчивые в узких пределах температур и давлений. О принадлежности пород к названным субфациям фации альмандиновых амфиболитов свидетельствует появление

таких кианитсодержащих парагенезисов, как $Bt + Ky + Cord + St + Pl + Qtz$.

Термо- и барометрия. В нашем распоряжении имеются лишь данные о составах сосуществующих граната и биотита из ставролитовых сланцев зон ставролит-гранат-биотит-мусковитовой и ставролит-кианит-биотит-мусковитовой субфаций фации эпидотовых амфиболитов (табл. 8, 9). Ввиду значительных отклонений состава фаз от средних, принятых для исходной калибровки коэффициента ионнообменного распределения Mg и Fe в рассматриваемой паре, для определения температуры необходимо вносить поправку в K_{Mg}^{Gr-Bt} (Термо- и барометрия..., 1977). Если учесть марганцовистость граната и титанистость биотита по формуле $\Delta K = 0.08(Fe^{Gr} - 2.13) + 0.11(Mn^{Gr} - 0.26) - 1.07(Ti^{Bt} - 0.12)$, то получается для обр. 421 - 550°C, а для обр. 443д - 565°C. Небольшие различия в температуре между сравниваемыми зонами кажутся вполне реальными, тем более что полученные значения T хорошо согласуются с оценками по петрогенетической схеме. Учет же, кроме марганцовистости, кальциевости граната по формуле $\Delta K = 0.41(Fe^{Gr} - 2.14) + 0.38(Mn^{Gr} - 0.20) + 0.37(Ca^{Gr} - 0.31) - 0.19(Fe^{Bt} - 1.10)$ дает еще более убедительный результат: обр. 421 - 525°C, обр. 443д - 535°C.

Величины $\ln K_{Mg}^{Gr-Bt}$ (Термо- и барометрия..., 1977) и $\ln K_{Mg}^{Gr-Bt}$ (Перчук, 1973) дают не слишком высокие давления - от 4 до 5.5 кбар. При таком давлении и температуре около 530°C устойчив кианит, а не андалузит (рис. 20); тем не менее оценки малонадежны ввиду малой точности использованных диаграмм.

Метаморфическая зональность на границе Центрального и Юго-Западного Памира

Как уже отмечалось (гл. 2), особое место в геотектонической зональности Памира занимает Рушано-Пшартская зона, примыкающая с юга к одноименному глубинному разлому и отличающаяся эвгеосинклинальным типом разреза мезозойских и отчасти позднепалеозойских толщ. В западной части эта зона и зона Юго-Восточного Памира постепенно выклиниваются, так что в районе г. Хорога миеосинклинальные терригенные и терригенно-карбонатные толщи Центрального Памира приходят в непосредственное соприкосновение с зоной Юго-Западного Памира, являющейся частью обширного Бадахшанского массива, который сложен главным образом докембрийскими глубокометаморфизованными интенсивно мигматизированными и гранитизированными образованиями (Цикличность..., 1978). Последние вместе с породами рушанского комплекса надвинуты на дисло-

цированные и зонально метаморфизованные толщи триасовой воарской свиты в районе пос. Поршнева (на Поршневскую термальную антиклиналь). Поверхность надвига срезает границы метаморфических зон (рис. 14), что и определяет верхнюю возрастную границу зонального метаморфизма. Есть основание полагать, что надвигообразование, так же, как и кианит-силлиманитовый метаморфизм Центрального Памира, относится к альпийскому циклу тектогенеза. Как подчеркивалось выше, метаморфическая зональность в Язгулемской термальной антиклинали накладывается на надвиги и в то же время деформируется в процессе продолжающихся горизонтальных движений. Иными словами, возможно, что Язгулемская и Поршневская термальные антиклинали оказываются разновозрастными, и вторая из них — более древняя, чем первая.

Исследование эндогенных процессов на границе Центрального Памира и Бадахшанского массива имеет большое значение для понимания тектоники средней части Альпийско-Гималайской складчатой системы и тектонических причин появления высокоградиентных режимов глубинного петрогенезиса в метаморфических поясах альпийского типа. В частности, именно здесь может решаться вопрос о характере и роли мезозойского (киммерийского) цикла развития в формировании структуры названного геотектонического региона. Само существование этого цикла подтверждается фактом развития метаморфической зональности в триасовых толщах района Поршнева (рис. 14) и формированием комплекса памиро-шугнанских гранитов на северной окраине Бадахшанского массива и их аналогов в других частях этой структуры, к которым относятся аличурские, ринские и намангутские гранитоиды (Буданов, 1964; Месхи, 1964; Буданов, Месхи, 1969; Похвиснева, 1973). Все они отличаются пересыщенностью алюминием, высокими значениями отношения $K/N\alpha$ и железистости. В памиро-шугнанских гранитах найдены включения раскристаллизованного расплава. Начало их гомогенизации (плавление твердых фаз) соответствует температуре 720°C , а полная гомогенизация — 800° (Цикличность..., 1978).

Первое описание метаморфической зональности в палеозойских и триасовых толщах Рушанско-Пшартской зоны дал А.Г. Давыдченко (1966), который показал постепенное возрастание температуры преобразования пород в южном направлении. На этом основании он пришел к выводу о том, что гнейсы Юго-Западного Памира сформировались в киммерийскую эпоху тектогенеза. Позже было установлено (Хорева, Блюман, 1974; Цикличность..., 1978), что докембрийские толщи ваханской и аличурской серий прошли очень длительный путь развития (общей продолжительностью более 2 млрд. лет) в течение ряда тектоно-метаморфических циклов. В мезозое же древние гнейсы, кристаллические сланцы и ассоциирующиеся с ними магматические породы испытали существенную структурную и метаморфическую

переработку в условиях эпидот-амфиболитовой фации и низкотемпературных субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов (Цикличность..., 1978), интенсивность которой заметно возрастает на севере Бадахшанского массива, благодаря чему создается иллюзия постепенного перехода между палеозойскими и мезозойскими толщами на севере и докембрийскими – на юге. Следует подчеркнуть, что непосредственно в контакте благодаря интенсивному метаморфизму мезозойского возраста различия между разновозрастными толщами настолько затушеваны, что разделение этих толщ является очень сложной, а в некоторых конкретных точках и неразрешимой задачей. К тому же на границе триаса и более древних пород возникает зона тектонического смешения разновозрастных образований, что еще больше усложняет их изучение.

Метаморфическая зональность наиболее отчетливо устанавливается в палеозойских и мезозойских терригенно-карбонатных и терригенных толщах по породам, бедным CO_2 , в полосе, протягивающейся с юго-запада на северо-восток от пос. Тым до левобережья р. Бартанга в районе р. Риддары. Степень метаморфизма увеличивается в юго-западном направлении (рис. 14). Выделяются изограды биотитовая, андалузитовая, гранатовая, ставролитовая, биотит-андалузитовая, силлиманитовая и соответственно зоны мусковит-хлорит-стильпномелановой, биотит-мусковит-хлоритовой, андалузитовой, биотит-мусковит-альмандиновой субфаций фации зеленых сланцев, эпидот-амфиболитовой фации, гранат-ставролит-биотит-андалузитовой и гранат-биотит-силлиманит-мусковитовой субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов. В средней части рассматриваемой полосы изограды занимают секущее положение по отношению к главной складчатой структуре, а на юго-восточной окраине они изгибаются и преобретают юго-западную ориентировку, так что в верховьях р. Барчита мы имеем возможность наблюдать все перечисленные зоны метаморфизма, отвечающие повышению температуры в северо-западном направлении (рис. 14).

Зона мусковит-хлорит-стильпномелановой субфации развита в северной части региона, в породах псаммит-пелитового состава. Темно-серые и черные сланцы сохраняют в этой зоне текстуры и структуры осадочных пород. В них найдены отпечатки стволов и листьев растений, что однозначно свидетельствует о триасовом возрасте метаморфических пород. Обломки в метапесчаниках и метаалевролитах представлены кварцем и полевыми шпатами. В цементе развиваются хлорит, мусковит, кварц, альбит, карбонат (в том числе сидерит), к которому иногда добавляется стильпномелан. Наличие критического парагенезиса $Mu + Chl + Ab + Stp + Mi$ (в обломках) + Qu при полном отсутствии биотита однозначно свидетельствует о принадлежности пород к мусковит-хлорит-стильпномелановой субфации. В метаалевролитах и алевропелитовых сланцах

часто встречаются графит и пластинчатый ильменит, наличие которых играет роль при повышении температуры и появлении биотита, являющегося среди силикатов концентратором титана. Температура в зоне не превышала 400° (рис. 20). Давление оценить невозможно. Встречаются кварцевые и кварц-карбонатные жилы с кристаллами сидерита.

Зона биотит-мусковит-хлоритовой субфации ограничена изоградой биотита, появляющегося прежде всего в метапесчаниках и метаалевролитах за счет стильпно-мелана, хлорита и, возможно, обломочного калиевого полевого шпата по реакции $Stp + Chl + Mi = Bt + Mu + Qu$, которая, по мнению С.П. Кориковского (1976), соответствует истинной изограде биотита. По мере повышения степени метаморфизма количество биотита в породах увеличивается, что можно объяснить реакцией смешенного равновесия в критическом для этой зоны парагенезисе $Stp + Chl + Bt + Mu + Qu$, а стильпно-мелан в конечном итоге исчезает. Вероятно также появление в этой зоне биотита в сидеритсодержащих породах по схеме $Stp + Sd + Chl + Mu = Bt + Qu$. Однако место этой реакции в общей последовательности прогрессивных превращений неопределенно в связи с влиянием на нее относительной фугитивности CO_2 во флюиде, которая не связана непосредственно с $P-T$ параметрами метаморфизма. Температура в зоне была в интервале 400–500° (рис. 20). Давление оценить невозможно.

Зона андалузитовой субфации отражает дальнейшее повышение степени метаморфизма, сопровождающееся двумя важными преобразованиями пород. В них появляется хлоритоид за счет дегидратации железистого хлорита, реагирующего с пирофиллитом. По-видимому, лишь после незначительного повышения температуры происходит полная дегидратация пирофиллита и выделяются сначала мелкие зерна, а затем и порфиробласты андалузита. По крайней мере, отдельно хлоритоидная и андалузитовая зона на данной территории не выделяются. Температура в зоне менялись от 450 примерно до 490°, а давление не превышало 4 кбар (рис. 20).

Зона биотит-мусковит-альмандиновой субфации начинается с появления высокожелезистого граната (f до 93.0%; табл. 11, обр. 369) в ассоциациях $Gr + Mu + Bt + Chl + Qu$ и $Gr + And + Bt + Mu + Qu$, одновременно с которыми сохраняют устойчивость парагенезисы $And + Mu + Chl + Qu$ и $And + Mu + Chld + Chl$. Первый гранат появляется за счет дегидратации железистого хлорита. Причем наличие в породах Mn способствует кристаллизации граната, смещая в низкотемпературную область границу поля его устойчивости. По мере дальнейшего повышения температуры равновесие в парагенезисе $Chl + Bt + Gr$ смещается в магнизиальную область. Температура в зоне меняется в узком интервале – от 490 до 510°. Давление не превышает 4 кбар (рис. 20).

Таблица 11

Химические составы гранатов из триасовых сланцев (в вес.%)

| | 369 | 418 | 378 | 341 | 609 | 1167в | 1126в |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|
| SiO ₂ | 37.06 | 37.42 | 36.56 | 36.76 | 36.76 | 36.54 | 36.30 |
| TiO ₂ | 0.12 | - | 0.07 | 0.33 | 0.12 | 0.10 | - |
| Al ₂ O ₃ | 21.38 | 21.80 | 21.97 | 21.53 | 21.59 | 21.07 | 22.35 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.32 | 0.35 | 0.32 | 0.40 | 0.20 | 0.24 | 1.38 |
| FeO | 28.42 | 30.36 | 30.31 | 34.65 | 30.67 | 38.26 | 32.37 |
| MnO | 10.13 | 3.92 | 6.44 | 2.86 | 6.77 | 1.61 | 4.13 |
| MgO | 1.22 | 2.53 | 2.61 | 2.45 | 2.26 | 1.67 | 2.48 |
| CaO | 1.25 | 3.30 | 1.15 | 1.05 | 1.25 | 0.68 | 1.25 |
| Сумма | 99.90 | 99.68 | 99.43 | 100.03 | 99.62 | 100.17 | 100.26 |
| <i>f</i> | 0.930 | 0.873 | 0.902 | 0.887 | 0.884 | 0.930 | 0.883 |
| <i>X</i> Mg | 0.052 | 0.114 | 0.073 | 0.105 | 0.097 | 0.070 | 0.109 |
| <i>Py</i> | 0.051 | 0.103 | 0.070 | 0.102 | 0.094 | 0.067 | 0.111 |
| <i>Alm</i> | 0.673 | 0.708 | 0.655 | 0.802 | 0.711 | 0.875 | 0.757 |
| <i>Sp</i> | 0.241 | 0.091 | 0.245 | 0.065 | 0.160 | 0.036 | 0.097 |
| <i>Gross</i> | 0.035 | 0.098 | 0.032 | 0.031 | 0.035 | 0.021 | - |
| <i>Andr</i> | - | - | - | - | - | - | 0.035 |
| <i>Mg</i> | 0.14 | 0.30 | 0.22 | 0.30 | 0.27 | 0.20 | 0.30 |
| <i>Fe²⁺</i> | 1.93 | 2.06 | 1.99 | 2.34 | 2.09 | 2.60 | 2.18 |
| <i>Mn</i> | 0.70 | 0.27 | 0.76 | 0.19 | 0.46 | 0.11 | 0.28 |
| <i>Ca</i> | 0.10 | 0.28 | 0.10 | 0.09 | 0.10 | 0.06 | 0.11 |
| <i>Al</i> | 2.06 | 2.06 | 2.04 | 2.05 | 2.07 | 2.03 | 2.12 |
| <i>Fe³⁺</i> | 0.01 | - | - | 0.03 | - | 0.01 | 0.09 |
| <i>Ti</i> | - | - | - | 0.02 | - | - | - |
| <i>Si</i> | 3.02 | 3.10 | 2.88 | 2.97 | 2.99 | 2.97 | 2.92 |
| <i>O</i> | 12.00 | 12.00 | 12.00 | 12.00 | 12.00 | 12.00 | 12.00 |

Примечание. Обр. 369 - Gr + Bt + Mu + Chl + Qu, р. Берчит, биотит-мусковит-альмандиновая субфация; обр. 418 - Gr + St + Bt + Mu + Pl + Qu, р. Пяндж, эпидот-амфиболитовая фация; обр. 378 - Gr + Bt + Mu + Pl + Qu, эпидот-амфиболитовая фация; обр. 341 - Gr + St + Bt + Mu + Pl + Qu, р. Пахор, гранат-ставролит-биотит-мусковитовая субфация; обр. 609 - Gr + Bt + Mu + Sill + Pl + Qu, пос. Тым, гранат-биотит-мусковит-силлиманитовая субфация; обр. 1167в-1126в - Gr + Bt + St + Mu + Pl + Qu, пос. Иш-кашим, гранат-ставролит-биотит-мусковитовая субфация.

Зона эпидот-амфиболитовой фации ограничена изоградой появления ставролита в богатых и бедных калием породах, недосыщенных CaO. Есть основания полагать, что почти одновременно проходят следующие реакции: $Chld + Mu + Chl = St + Bt + Qu$, $Chld + Chl + Qu = Gr + St$ и $Chld + Mu + Qu = St + Gr + Bt$; по крайней мере хлоритоид перестает быть

устойчивым как с мусковитом, так и с хлоритом. Происходит, вероятно, это потому, что эволюционная линия прогрессивного метаморфизма проходит где-то в области невариантной точки [And, Cord, Ged] (рис. 20).

Внутри зоны эпидот-амфиболитовой фации, вблизи ее высокотемпературной границы, исчезает ассоциация хлорита с мусковитом в ставролитовых сланцах и в них непосредственно возникает парагенезис андалузита с биотитом по реакции $St + Mu + Chl = Bt + And$. Такие преобразования и полное отсутствие кордиерита в ставролит-гранат-двуслюдяных сланцах могут свидетельствовать о давлении, примерно равном 4 кбар.

Гранат в ставролитовых сланцах эпидот-амфиболитовой фации имеет довольно высокую железистость, но все же он более магнезиальный, чем в соседней зоне (табл. 11, обр. 418). В то же время он, характеризуясь умеренной марганцовистостью, отличается повышенной кальциевостью, что свойственно низкотемпературным гранатам, возникшим при низком давлении. Биотит, сосуществующий с данным гранатом (табл. 12, обр. 418) относится к истонит-сидерофиллитовой серии, обладает повышенной магнезиальностью и низким содержанием титана, что свидетельствует об относительно низкой температуре кристаллизации.

При температуре, примерно равной нижнему пределу устойчивости ставролитовых парагенезисов, в породах, богатых CaO , появляется малоглиноземистая роговая обманка (табл. 13).

Обращает на себя внимание тот факт, что кордиерит в этих породах так же, как и в следующей, более высокотемпературной зоне, ни с гранатом, ни со ставролитом неустойчив, в то время как в пределах Бадахшанского массива, в Ишкашимском блоке триаса, встречен парагенезис $Gr + Cord + St + And + Bt + Mu + Qu$. Этот факт наряду с присутствием хлоритоидно-двуслюдяных сланцев на низкотемпературной границе зоны эпидот-амфиболитовой фации, свидетельствует о несколько большей глубинности мезозойского метаморфизма на юго-западной окраине тектонической зоны Центрального Памира.

Зона ставролит-гранат-биотит-мусковитовой субфации фации куммингтонитовых амфиболитов отличается появлением тонкоиглочатого силлиманита в парагенезисах $Gr + Bt + St + And + Pl + Qu$ и $Gr + St + Bt + Mu + Qu$. Фибролит кристаллизуется в стадию кислотного выщелачивания вне поля своей устойчивости, метастабильно. Тем не менее эта зона должна выделяться, так как в ее пределах происходят некоторые характерные минеральные превращения. В частности, в метапелитах неустойчивым становится хлорит, дегидратирующийся по схеме $St + Mu + Chl = Bt + And + H_2O$. В связи с течением этой реакции, а также в связи со смещением дивариантного равновесия $St_{Mg} + Mu = St_{Fe} + Bt +$

Таблица 12

Химические составы биотитов и мусковитов из триасовых сланцев (в вес.%)

| | Биотиты | | | | | | Мусковиты | | | |
|--------------------------------|---------|--------|-------|--------|--------|-------|-----------|--------|--------|--------|
| | 418 | 378 | 341 | 1167в | 1126в | 609 | 341 | 1167в | 609 | 378 |
| SiO ₂ | 35.88 | 34.94 | 34.25 | 32.38 | 34.40 | 34.74 | 46.16 | 46.66 | 46.62 | 45.18 |
| TiO ₂ | 1.80 | 3.00 | 2.11 | 1.50 | 3.05 | 2.58 | 0.51 | 0.19 | 0.88 | 0.98 |
| Al ₂ O ₃ | 20.17 | 20.48 | 20.82 | 21.27 | 20.23 | 20.63 | 36.26 | 33.73 | 35.39 | 36.20 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.93 | 0.50 | 5.05 | 2.94 | 1.85 | 1.00 | 0.42 | 0.59 | 0.50 | |
| FeO | 16.88 | 20.33 | 16.89 | 22.15 | 21.02 | 19.48 | 1.02 | 2.10 | 0.98 | 1.38 |
| MnO | 0.05 | 0.16 | 0.14 | - | 0.14 | 0.13 | 0.02 | - | - | - |
| MgO | 9.26 | 7.14 | 6.79 | 6.44 | 6.25 | 8.08 | 0.50 | 0.48 | 0.68 | 0.90 |
| CaO | - | 0.06 | 0.29 | 0.06 | 0.11 | - | - | - | - | 0.46 |
| Na ₂ O | 0.33 | 0.23 | 0.27 | 0.38 | 0.32 | 0.33 | 1.63 | 0.73 | 1.30 | 0.89 |
| K ₂ O | 8.82 | 9.30 | 6.13 | 7.35 | 8.70 | 8.69 | 8.93 | 10.57 | 9.12 | 9.49 |
| H ₂ O | 4.40 | 4.20 | 6.95 | 5.20 | 4.00 | 4.10 | 4.90 | 4.99 | 4.62 | 4.64 |
| F | - | - | - | 0.29 | - | - | - | - | - | - |
| Сумма | 99.52 | 100.34 | 99.69 | 100.36 | 100.09 | 99.76 | 100.33 | 100.04 | 100.09 | 100.12 |

| | | | | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| <i>f</i> | 0.531 | 0.619 | 0.638 | 0.675 | 0.670 | 0.585 | 0.625 | 0.560 | 0.570 | 0.464 |
| X _{Mg} | 0.496 | 0.384 | 0.416 | 0.341 | 0.345 | 0.423 | 0.461 | 0.292 | 0.548 | 0.536 |
| K | 0.87 | 1.06 | 0.60 | 0.72 | 0.87 | 0.87 | 0.74 | 0.90 | 0.73 | 0.80 |
| Na | 0.05 | 0.01 | 0.05 | 0.03 | 0.05 | 0.05 | 0.20 | 0.09 | 0.17 | 0.06 |
| Ca | - | - | 0.02 | - | 0.01 | - | - | - | - | 0.03 |
| Mg | 1.07 | 0.80 | 0.78 | 0.75 | 0.73 | 0.94 | 0.05 | 0.05 | 0.06 | 0.08 |
| Fe ²⁺ | 1.10 | 1.28 | 1.09 | 1.45 | 1.38 | 1.28 | - | 0.12 | 0.06 | 0.08 |
| Mn | - | 0.01 | 0.01 | - | 0.01 | - | - | - | - | - |
| Fe ³⁺ | 0.11 | 0.03 | 0.29 | 0.17 | 0.11 | 0.06 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | - |
| Ti | 0.10 | 0.17 | 0.12 | 0.09 | 0.18 | 0.09 | 0.03 | 0.01 | 0.04 | 0.10 |
| Al _{VI} | 0.62 | 0.45 | 0.53 | 0.54 | 0.58 | 0.62 | 1.43 | 1.74 | 1.73 | 1.82 |
| Al _{IV} | 1.22 | 1.37 | 1.36 | 1.43 | 1.29 | 1.28 | 0.97 | 0.89 | 0.94 | 1.00 |
| Si | 2.78 | 2.63 | 2.64 | 2.57 | 2.71 | 2.72 | 3.03 | 3.11 | 3.06 | 3.00 |

Примечание. Пояснение к образцам см. в табл. 11.

Таблица 13

Состав роговой обманки из эпидот-амфиболитовой фации
обр. 415а

| | | | | | | | | | | | | |
|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|------|------------------|------------------|-------------------|------------------|------------------|-------|-------|
| SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | Сумма | |
| 51.22 | 0.45 | 7.78 | 1.02 | 12.38 | 0.44 | 10.38 | 12.07 | 0.43 | 0.33 | 2.90 | 99.70 | |
| 0.10 | 0.05 | 1.87 | 2.06 | 1.50 | 0.05 | 0.10 | 0.87 | 0.05 | 0.45 | 7.55 | 2.15 | 0.477 |
| Na | K | Ca | Mg | Fe ²⁺ | Mn | Fe ³⁺ | Al _{VI} | Ti | Al _{IV} | Si | OH | f |

+And+H₂O вправо в рассматриваемой зоне происходит кристаллизация крупных порфиробласт андалузита и ставролита.

В гранате этой зоны (табл. 11, обр. 341) уменьшается количество марганца и кальция, в то время как железистость в сравниваемых образцах неразличима. В биотите, относящемся к истонит-сидерофиллитовой серии (рис. 26), при несколько возрастающей титанистости увеличивается общая железистость и снижается магниальность. Все это определенно свидетельствует о повышении температуры минералообразования. Температура в зоне меняется от 560 до 630°, давление - около 4-4.5 кбар (рис. 20).

Зона гранат-биотит-мусковит-силлиманитовой субфации отделяется от предыдущей по появлению в породах призматического силлиманита и по одновременному исчезновению андалузита и ставролита. Сланцы превращаются в мелкозернистые гнейсы с такими типоморфными парагенезисами, как Gr+Bt+Sill+Mu+Qu+Pl и реже Gr+Bt+Mu+Sill+Kfs+Qu. Существование последнего свидетельствует о достижении верхнего предела стабильности мусковита при температуре около 670-680°. Вместе с ним в глубоких частях этой зоны появляются мигматиты. В то же время в гранат-биотит-силлиманит-мусковитовых гнейсах сохраняется реликтовый ставролит.

В рассматриваемой зоне найден наиболее магниальный гранат (табл. 11, обр. 609). Биотит, относящийся к истонит-сидерофиллитовой серии, характеризуется повышенной титанистостью, умеренной железистостью, что в совокупности отвечает достаточно высокой температуре. Некоторое снижение содержания парагонита в мусковите кажется вполне естественным из-за того, что в таких парагенезисах в процессе последовательной дегидратации мусковита, ассоциирующегося с силлима-

нитом, в нем должно снижаться содержание натрия. Температура в зоне менялась от 630 до 680°, а давление составляло около 4.5 кбар.

Кианитовые парагенезисы в триасовых сланцах. Парагенезисы триасовых сланцев однозначно свидетельствуют об их принадлежности к фациальной серии A_3 (Глебовицкий, 1976). Однако спорадически в андалузит- и силлиманитсодержащих породах отмечается появление позднего кианита. Он образует мелкие зерна и агрегаты зерен, находящихся в тесных сростаниях с мусковитом. Часто они вместе развиваются по трещинам в порфиробластах андалузита. Иногда можно наблюдать, что вместе с кианитом появляются мелкие зерна ставролита и хлорита. Район распространения кианита не совпадает ни с одной из зон. Этот минерал вместе с сосуществующими с ним фазами наблюдается в зонах гранат-биотит-мусковитовой субфации, эпидот-амфиболитовой фации и в фации куммингтонитовых амфиболитов (рис. 14). Находки кианита ограничиваются центральной частью тектонического блока, сложенного триасовыми толщами и сосредоточиваются в полосе, согласной с направлением главной складчатой структуры F_3 .

Связывать кианит с явлениями регрессивного метаморфизма в данном случае не представляется возможным, во-первых, из-за отсутствия этого минерала в низкотемпературных зонах прогрессивного метаморфизма, а во-вторых, потому, что кианит вообще не приурочен ни к одной из зон прогрессивного метаморфизма. Из конфигурации полей устойчивости кианита и его парагенезисов на $P-T$ диаграмме (рис. 20) следует, что появление кианита в андалузитовых и силлиманитовых породах может происходить только в результате заметного повышения давления при неменяющейся или понижающейся температуре. Если величина давления определяется глубиной, то появление кианитовых ассоциаций означает понижение плотности теплового потока на относительно поздних стадиях эволюции.

Термометрия и барометрия. Анализ минеральных парагенезисов в описанной зональности свидетельствует о том, что метаморфизм протекал при мало меняющемся давлении от 3 до 4.5 кбар с тенденцией к возрастанию этой величины к высокотемпературным зонам и при температуре, закономерно повышающейся по направлению к ядру термальной антиклинали от 350 до 680°C. Попытаемся проконтролировать эти оценки с помощью различных термометров и барометров. Для этого воспользуемся прежде всего гранат-биотитовым термометром в том же его виде, в котором он применялся для термометрирования пород Шатпутской и Джаланской термальных антиклиналей. В нашем распоряжении имеется три проанализированные пары сосуществующих гранатов и биотитов из зон эпидот-амфиболитовой фации (обр. 418), ставролит-гранат-биотит-мусковитовой (обр. 341) и гранат-биотит-силлиманит-мусковитовой

Таблица 14

Температуры образования гранат-биотитовых парагенезисов в триасовых сланцах районов Поршнева и Ишкашима

| | Gr + St + Bt + Mu + Qu | | | Gr+Bt+Mu+Pl+Qu | | Gr+Bt+Pl+Qu |
|-------------------|------------------------|--------|--------|----------------|--------|-------------|
| | 418 | 341 | 1167в | 378 | 1126 | 609 |
| X_{Mg}^{Gr} | 0.114 | 0.105 | 0.070 | 0.073 | 0.105 | 0.097 |
| X_{Mg}^{Bt} | 0.496 | 0.416 | 0.341 | 0.384 | 0.375 | 0.423 |
| K_{Mg-}^{Gr-Bt} | 0.130 | 0.165 | 0.145 | 0.126 | 0.232 | 0.147 |
| Fe^{Gr} | 2.06 | 2.34 | 2.60 | 1.99 | 2.18 | 2.09 |
| Mn^{Gr} | 0.27 | 0.19 | 0.11 | 0.76 | 0.28 | 0.46 |
| Ca^{Gr} | 0.28 | 0.09 | 0.06 | 0.10 | 0.11 | 0.10 |
| Fe^{Bt} | 1.10 | 1.12 | 1.45 | 1.33 | 1.38 | 1.28 |
| Ti^{Bt} | 0.10 | 0.12 | 0.09 | 0.18 | 0.18 | 0.09 |
| ΔK^1 | +0.017 | -0.024 | +0.054 | +0.020 | -0.058 | +0.051 |
| ΔK^2 | -0.021 | -0.003 | +0.064 | +0.028 | -0.080 | +0.031 |
| T^1 | 575 | 570 | 640 | 570 | 610 | 640 |
| T^2 | 530 | 590 | 660 | 585 | 580 | 615 |

Таблица 15

Температуры метаморфизма триасовых сланцев по данным биотит-мусковитового термометра

| Номер образца | Парагенезис | X_{Na}^{Bt} | X_{Na}^{Mu} | $T, ^\circ C$ |
|---------------|------------------------|---------------|---------------|---------------|
| 341 | Gr + St + Bt + Mu + Qu | 0.075 | 0.213 | 680 |
| 378 | Gr + Bt + Mu + Pl + Qu | 0.031 | 0.129 | 600 |
| 609 | Gr + Bt + Pl + Qu | 0.054 | 0.178 | 610 |
| 1167в | Gr + St + Bt + Mu + Qu | 0.022 | 0.090 | 610 |

(обр. 609) субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов. Особенности изученных парагенезисов позволяют вносить поправки K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} с одинаковым основанием по двум формулам: $\Delta K^1 = 0.08(Fe^{Gr} - 2.13) + 0.11(Mn^{Gr} - 0.26) - 1.07(Ti^{Bt} - 0.12)$ и $\Delta K^2 = 0.43(Fe^{Gr} - 2.14) + 0.38(Mn^{Gr} - 0.20) + 0.37(Ca^{Gr} - 0.31) - 0.19(Fe^{Bt} - 1.10)$ (Термо- и барометрия..., 1977).

Вычисленные таким способом температуры T^1 и T^2 (табл. 14) мало различаются между собой и хорошо согласуются с оценками по петрогенетической решетке.

Попытаемся также воспользоваться биотит-мусковитовым термометром (Перчук, 1970) применительно к четырем проанализированным парам (табл. 15, обр. 341, 378, 609, 1187в).

К сожалению, приведенные здесь оценки нельзя признать удовлетворительными, так как они плохо согласуются с другими данными, что особенно заметно по обр. 341. Дело не только в малой точности самого термометра, но и в частом нарушении равновесия между слюдами во время мусковитизации биотита. Давление можно оценить на основании ставролит-гранатового барометра (Перчук, 1973) по обр. 341. Величина

$\lg \frac{X_{Mg}^{Gr}}{X_{Mg}^{St}}$ оказалась равной 0.12, что отвечает давлению 4 кбар.

Можно для этих же целей использовать данные по составам существующих биотита и граната и оценить давление по величине

коэффициента разделения $K = \frac{X_{Mg}^{Gr}}{X_{Mg}^{Bt}}$, исходя из диаграмм (Перчук, 1973; Термо- и барометрия..., 1977). В обоих случаях получается давление около 3 кбар.

Выводы

1. Тектоническая зона Центрального Памира характеризуется на всем своем протяжении проявлением зонального метаморфизма кианит-силлиманитового типа. По соотношению с фаунистически охарактеризованными толщами и со складчатыми и разрывными структурами возраст метаморфизма определяется как позднепалеогеновый и раннепалеогеновый. Границы метаморфических зон пересекают ранние тектонические покровы, а максимум перекристаллизации приходится на самый ранний этап деформаций этих покровов. В процессе дальнейшей складчатости условия минералообразования меняются мало, но при этом осуществляются более или менее значительные деформации изотер-

мических поверхностей, а в частности выведение глубинных пород на уровень современного эрозионного среза в ядрах крупных антиформных структур.

В юго-западной части зоны Центрального Памира, где наблюдается выклинивание Рушанско-Пшартской зоны и зоны Юго-Восточного Памира, на границе с древними комплексами Бадахшанского массива формируется зональность андалузит-силлиманитового типа. Она оказывается синхронной с ранними деформациями радиального сжатия триасовых толщ и с формированием памиро-шугнанского гранитоидного комплекса.

В музкольском комплексе имеются признаки раннего мало-глубинного метаморфизма, а в пределах Поршневской термальной антиклинали устанавливается наложение парагенезисов повышенного давления на ассоциации низких давлений. Факты такого рода не противоречат выводу о разновозрастности метаморфических процессов, проявленных в разных термодинамических режимах.

2. Данные по петрологии музкольского комплекса не только позволяют достаточно надежно оценить температурный режим метаморфизма, но и сделать также однозначный вывод о тенденции к увеличению давления от периферии к центру термальных антиклиналей - от 5-6 до 7.5-8.5 кбар.

Провести сравнительную оценку величин давления в разных зонах Поршневской термальной антиклинали не представляется возможным. Можно лишь предполагать, что зональность была изобарической, а давление равнялось 3-4 кбар. Появление поздних парагенезисов с кианитом может свидетельствовать о понижении плотности теплового потока.

Исследование минеральных парагенезисов зон ставролит-гранат-биотит-мусковитовой и гранат-кианит-биотит-мусковитовой субфаций в пределах Шатпутской и Джаланской термальных антиклиналей позволяет оценить фугитивность воды во флюиде, которая оказывается равной 5 кбар и более.

3. Процессы регионального метаморфизма сопровождаются разнообразными метасоматическими преобразованиями пород, среди которых ведущая роль принадлежит ранним процессам альбитизации и скаполитизации кристаллических сланцев, скарированию мраморов, поздним процессам кислотного выщелачивания и флогопитизации карбонатных пород и скарнов. Первые два процесса по существу являются $Na-Si$ метасоматозом, в чем проявляется натриевый профиль рассмотренного здесь регионального метаморфизма. Поздние же процессы проявляются в условиях закономерного повышения активности калия во флюиде.

Гранитоиды музкольского комплекса

Геология гранитоидов

В области развития зонального музкольского метаморфического комплекса мигматиты и гранитоидные породы различного генезиса приурочены преимущественно к зонам высокого метаморфизма. Так, в центральной части Шатпутской термальной антиклинали расположено поле гранито-гнейсов, которое на водоразделе оз. Рангуль и р. Аксай, и в частности в верховьях р. Зор-Бурулюк (рис. 7), сменяется массивными гранитами, а в краевых частях окаймляется зоной мигматитов шириной до нескольких километров. Жильный материал мигматитов плагиогранитного и гранитного состава появляется в породах амфиболитовой фации в отдельных пачках (насыщая их на 10-15%), которые чередуются с немигматизированными пачками. Как правило, жильный материал имеет послойный характер; иногда жилы - секущие, причем они, как правило, более крупнозернистые, не только секут первые (рис. 27, а), но и замещают их по простиранию. Мощность жил от нескольких миллиметров до 1-2 см. Постепенно по мере движения к полю гранито-гнейсов мигматизация становится более однородной, немигматизированные пачки исчезают. Очень характерно появление в контакте с жилами тонких биотитовых оторочек. В центре жил пегматоидного характера намечаются кварцевые ядра. В отдельных горизонтах количество жил достигает 50%; меняется структура субстрата, гнейсы становятся более крупнозернистыми, однородными по составу, из ассоциаций исчезают гранат и дистен, главным темноцветным минералом становится биотит. Появляются полосы темных мигматитов мощностью до нескольких метров, которые чередуются с горизонтами послойных мигматитов; последние постепенно исчезают, темные мигматиты сменяются гранито-гнейсами. Они характеризуются полосчатой текстурой, которая обусловлена чередованием полос с разным содержанием биотита, причем в ряде случаев удается проследить, что полосы обогащенные темноцветными минералами (обычно биотитом, реже обыкновенной роговой обманкой), являются реликтами гранити-

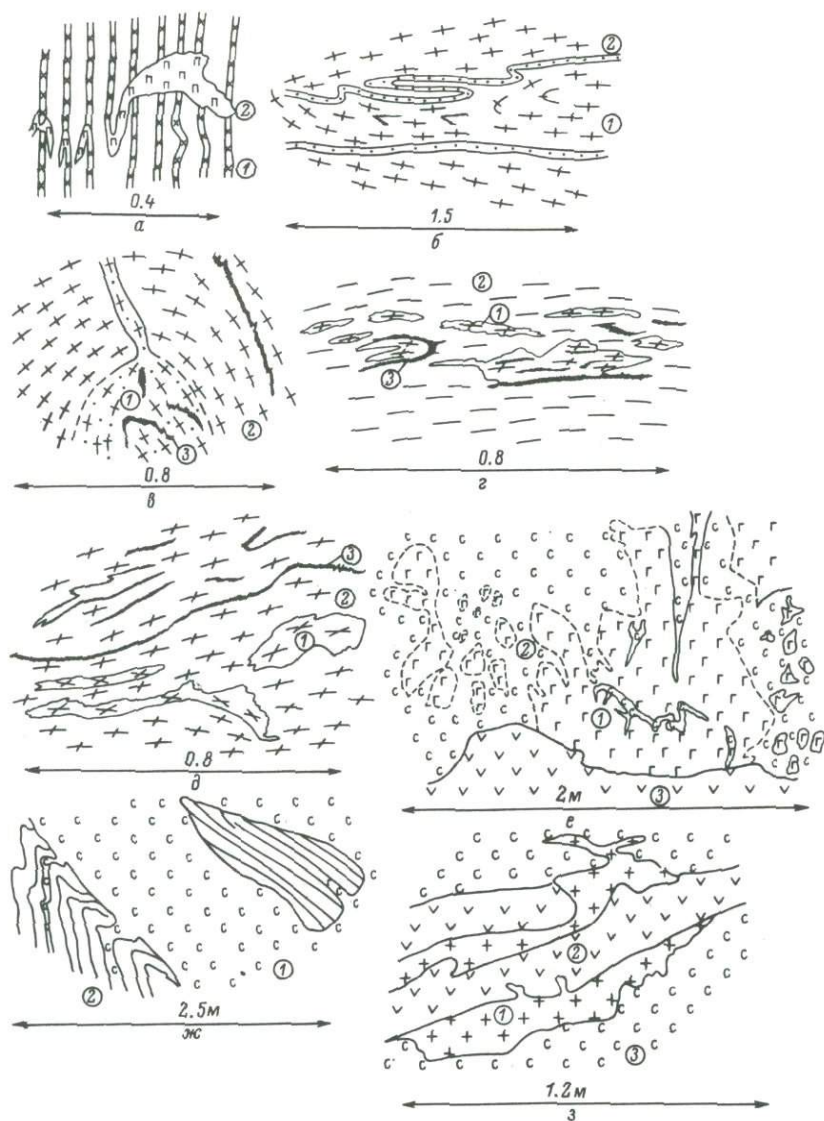


Рис. 27. Соотношение разновидностей гранитоидов и сиенитов с вмещающими породами.

а - послойный жильный материал (1) мигматитов сечется и замещается пегматоидным материалом (2); б - складчатые жилы лейкократовых гранитов (2) в гранито-гнейсах (1); в - тело гранитов (1) с апофизой, имеющих автономную текстуру в поле гранито-гнейсов (2) и жилками биотита (3); г - форма разви-

зированной субстрата. Кроме того, в гранито-гнейсах имеются серии послынных жил аплитовидного или пегматоидного материала, который в отличие от гранито-гнейсов имеет массивную текстуру, резкие, прямолинейные контакты (рис. 27, б). Иногда пегматоидные обособления не имеют резких ограничений. Это пятна неправильной формы с нечеткими контактами. В отдельных участках наблюдается постепенный переход от гранито-гнейсов к разновидностям более массивным, однородным, которые как бы оформляются в тела дайкообразной формы и приобретают более четкие границы, причем в них развивается уже автономная плоскостная текстура, параллельная контактовым поверхностям (рис. 27, в). Такие соотношения рассматриваются как пример частичной мобилизации гранито-гнейсов.

В целом гранито-гнейсы являются автохтонными образованиями. Они секутся жилами биотита (рис. 27, в). Наблюдаемые соотношения разновидностей гранитоидов в поле гранито-гнейсов свидетельствуют о длительном и сложном пути их формирования, обусловленном сочетанием различных процессов. Причем если при формировании мигматитов наблюдается гетерогенизация исходной толщи по составу, то затем, при формировании гранито-гнейсов, происходит гомогенизация: субстрат гранитизируется, исчезает граница между субстратом и жильным материалом, хотя послынные жилы лейкократовых гранитов продолжают возникать и по гранито-гнейсам. Кроме того, происходит мобилизация в отдельных участках гранито-гнейсов и переход их к однородным гранитам. По зонам возникают порфиробласты ортоклаза и их скопления. Подобного типа соотношения можно объяснить, если принять, что процессы ультраметаморфизма в данном случае начинаются с явлений селективного выплавления материала гранитного состава, в результате чего образовались мигматиты. Затем, несколько запаздывая, начинается метасоматическая гранитизация, идущая параллельно с плавлением, причем временные соотношения процессов метасо-

тия плагиогранито-гнейсов (1) в биотитовых гнейсах (2) с жилами биотита (3); д - развитие жедритсодержащих плагиогранито-гнейсов (1) по биотитовым (2), последние секутся жилками биотита (3); г - форма развития плагиогранито-гнейсов (1) в биотитовых гнейсах (2) с жилами биотита (3); д - развитие жедритсодержащих плагиогранито-гнейсов (1) по биотитовым (2), последние секутся жилами биотита (3); е - характер соотношений габброидов (1) и сиенитов (2), дайка пород основного состава (3) сечет сиениты; ж - сиениты (1), секущие мигматиты (2) и затекающие по плоскостям кристаллизационной сланцеватости; з - жилки мелкозернистых сиенитов (1) по контакту сиенитов (3) с дайкой основных пород (2).

матоза и плавления различные: иногда метасоматоз продолжается дольше плавления и проявляется в формировании зон ортоклаза, а иногда консолидация жил лейкократовых гранитов, отвечающих наиболее низкотемпературным инициальным выплавкам, заканчивается позднее становления гранито-гнейсов. Забегая вперед, отметим, что подобные представления подтверждаются данными по исследованиям включений минералообразующих сред и особенностям химизма гранитизации. Высвобождающиеся при гранитизации Fe-Mg составляющие частично фиксируются в поле гранито-гнейсов в виде жил биотита и жедрита.

Изучение соотношений гранитоидов со структурами показывает, что жильный материал мигматитов и гранито-гнейсы развиваются по слоистости и кристаллизационной сланцеватости S_1 и деформируются складками F_2 , что однозначно позволяет связывать их формирование с этапом деформации D_1 . Они развиваются по породам с ассоциациями гранат-биотит-кианит-мусковитовой, гранат-биотит-кианит-ортоклазовой и гранат-биотит-ортоклаз-силлиманитовой субфаций фации альмандиновых амфиболитов, причем дистен; как правило, исчезает из ассоциации метаморфических пород в поле мигматитов. Гранито-гнейсы в то же время секутся жилами кислотного выщелачивания, кристаллизующимися в режиме дистен-силлиманитового типа метаморфизма.

Вокруг поля гранито-гнейсов $\gamma_1^{\text{ш}}$ развиты жильные тела пегматитов, иногда с турмалином $\gamma_{1(1)}^{\text{ш}}$, наиболее крупные из которых протягиваются на несколько километров при ширине 200-300 м, ориентированные параллельно осевым поверхностям складок F_3 (рис. 7). Не совсем ясна их природа; возможно, по своей сути это те же самые пегматоидные обособления, которые развиваются в поле гранито-гнейсов.

В поле гранито-гнейсов и за его пределами встречаются тела иногда отчетливо дайкообразной формы слабогнейсовидных гранитов $\gamma_2^{\text{ш}}$, в ряде случаев секущие мигматиты, а в поле гранито-гнейсов имеющие к ним постепенные переходы. Тела этих гранитов прорывают складки F_5 и секутся жилами пегматоидных гранитов $\gamma_3^{\text{ш}}$. Таким образом, последовательность формирования гранитоидов в Шатпутской структуре выглядит в схеме следующим образом: жильный материал мигматитов и гранито-гнейсы $\gamma_1^{\text{ш}} \rightarrow$ граниты $\gamma_2^{\text{ш}} \rightarrow$ пегматоидные граниты $\gamma_3^{\text{ш}}$. Гранито-гнейсы неоднородны, как следует из вышеприведенного описания; на поздних этапах в них возникают лейкократовые пегматоидные обособления, формирование которых продолжалось до этапа D_3 и привело к образованию турмалинсодержащих пегматитов $\gamma_{1(1)}^{\text{ш}}$. При дальнейшем рассмотрении во внимание принимается наиболее распространенная среднезернистая, иногда полосчатая, разновидность гранито-гнейсов $\gamma_1^{\text{ш}}$. По минераль-

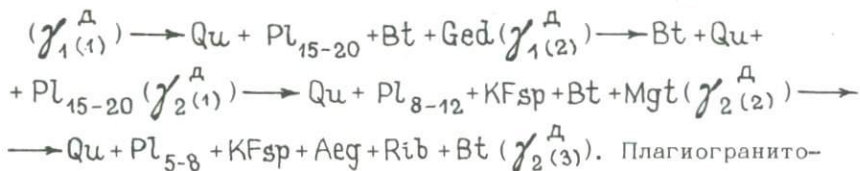
ным ассоциациям гранитоиды довольно однообразны - они все содержат калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц и биотит, иногда встречается мусковит и очень редко обыкновенная роговая обманка. γ_2^w и γ_3^w отличаются от γ_1^w большим количеством калиевого полевого шпата и структурами, в которых лучше проявлен идиоморфизм плагиоклаза по отношению к другим минералам. В γ_1^w меньше содержится магнетита, чем в γ_2^w и γ_3^w ; во всех группах присутствуют апатит, циркон и сфен; в редких зернах - гранат и кианит, реликтовые минералы замещаемых метаморфических пород.

В сводовой части Джаланской антиформы располагается поле пород плагиогранитного состава с гнейсовидной текстурой, называемых в дальнейшем плагиогранито-гнейсами. Поле плагиогранито-гнейсов окаймляется зоной, аналогичной по строению зонам мигматитов (рис. 6), в субстрате которых, представленном гранат-, дистен- и ставролитсодержащими породами, присутствуют линзы, жилки и пятна плагиогранито-гнейсов. В отличие от обычных послонных мигматитов рассматриваемые породы характеризуются невыдержанностью жил по простиранию, их постоянной прерывистостью, частыми постепенными переходами от субстрата через промежуточные по составу породы к плагиогранито-гнейсам. Иначе говоря, здесь наблюдается постепенное осветление глиноземистых пород за счет появления по сланцеватости S_1 мелких скоплений кварца и олигоклаза с биотитом, которые затем сливаются в более значительные участки и полосы с постоянно присутствующими реликтовыми метаморфическими минералами. Вместе с субстратом эти лейкократовые образования также рассланцованы, причем при такой пятнистой форме развития характерно обилие секущих контактов. На рис. 27, г представлен характер развития плагиогранито-гнейсов. Сначала возникают мелкозернистые породы, аналогичные биотитовым плагиогнейсам, которые переходят в более крупнозернистые плагиогранито-гнейсы $\gamma_1^A(1)$; наряду с укрупнением лейкократовых минералов происходит обособление биотита в гломеробласты. Жилы биотита пересекают эти породы, причем характерно наличие нескольких генераций таких жил - одни смяты в складки F_1 , другие идут по осевым поверхностям этих складок или по системе пересекающихся трещин. В биотитовых плагиогранито-гнейсах на следующей стадии возникает амфибол жедритового состава; он располагается в плоскости сланцеватости S_1 , то равномерно распределяясь по породе, то образуя полосы вместе с кварцем и плагиоклазом (рис. 27, д). Текстура их более массивная, они менее сланцеватые. Эта жедритсодержащая разновидность плагиогранито-гнейсов $\gamma_1^A(2)$ сечется меланократовыми кварц-жедритовыми жилами (Fe-Mg метасоматитами) двух генераций: более ранние смяты в складки F_1 и F_2 , более поздние секут складки F_2 . В зальбандах жил иногда возникают плагиоклазовые оторочки.

Плагиигранито-гнейсы γ_1^D развиваются по субстрату, в котором присутствует кристаллизационная сланцеватость S_1 , и в то же время они сами рассланцованы по S_1 и деформированы в складки F_2 . Многочисленные жилы птигматитового характера Fe-Mg метасоматитов секут S_1 и изгибаются F_1 . Подобного типа соотношения рассмотрены ниже и могут трактоваться как свидетельство длительности процесса гранитизации, который начинается в этап D_1 и завершается после этапа D_2 .

Плагиигранито-гнейсы γ_1^D развиваются в более низкотемпературных условиях, чем гранито-гнейсы γ_1^W , - в условиях жерит-ставролит-дистеновой субфации, и являются автохтонными образованиями.

В центре поля плагиигранито-гнейсов располагается массив щелочных гранитов, детально изученный В.С. Павленко и В.А. Поповой (1970) и представляющий собой в современном эрозионном срезе несколько разобщенных мелких тел (рис. 6). Гранитоиды γ_2^D относятся к трем последовательно формирующимся разновидностям - биотитовым плагиигранитам $\gamma_{2(1)}^D \rightarrow$ биотит-магнетитовым гранитам $\gamma_{2(2)}^D \rightarrow$ эгирин-рибекитсодержащим гранитам $\gamma_{2(3)}^D$. Разновидности часто встречаются вместе, характерно полосчатое чередование их; причем контакты между ними не всегда резкие, тогда как с вмещающими плагиигранито-гнейсами контакты, даже при согласном положении, четкие. Граниты обладают массивной текстурой в отличие от плагиигранито-гнейсов, для которых характерна гнейсовидная текстура. Совместное присутствие всех или по крайней мере двух разновидностей во всех выходах щелочных гранитоидов и отсутствие между ними четких контактов не позволяет рассматривать их как самостоятельные интрузивные фазы; скорее всего, они возникли на месте в результате взаимодействия расплава плагиигранитного состава с флюидами. Выходы щелочных гранитоидов ориентированы под углом к шарниру Джаланской антиформы F_6 . Они секутся дайками пегматитов и аплитов. По минеральному составу все выделенные разновидности пород отличаются в той или иной степени друг от друга. При смене разновидностей во времени происходит и смена ассоциаций: $Qu + Pl_{15-20} + Bt$



Плагиигранито-гнейсы характеризуются гранобластовыми и гломеробластовыми структурами, гнейсовидными текстурами, щелочные гранитоиды - массивными текстурами и гилидиоморфнозернистыми структурами.

Анализ соотношений автохтонных гранитоидов двух рассматриваемых термальных структур с деформациями и метаморфизмом показывает, что становление гранито-гнейсов и плагиогранито-гнейсов в структурной шкале отвечает этапам деформации $D_1 - D_2$, с которыми связан максимум метаморфической перекристаллизации. Граниты γ_{2-3}^W и γ_2^A формируются синхронно с этапами $D_5 - D_6$. Автохтонные гранитоиды Шатпутской и Джаланской структур отличаются по составу и условиям образования. Гранито-гнейсы Шатпуты содержат калиевый полевой шпат и формируются в условиях гранат-биотит-кианит-мусковитовой, гранат-биотит-дистен-ортоклазовой и гранат-биотит-силлиманит-ортоклазовой субфации при T 680–720°C. Плагиогранито-гнейсы γ_1^A в Джаланской структуре не содержат калиевый полевой шпат и формируются в более низкотемпературной субфации альмандиновых амфиболитов – кианит-жедрит-ставролитовой при температурах порядка 640–670°C, когда условия выплавления эвтектических составов из субстрата еще не достигались. Морфология развития γ_1^W и γ_1^A несколько различна. Как будет показано далее, эти гранитоиды отличаются по составу: $\gamma_1^W - K - Na$, $\gamma_1^A - Na$. Параавтохтонные и аллохтонные гранитоиды, следующие за автохтонными, также различны: в Шатпутской структуре – это граниты γ_2^W, γ_3^W в Джаланской – щелочные гранитоиды. Все это дало основание выделить в музкольском метаморфическом комплексе два типа гранитообразования – шатпутский и джаланский.

В среднем течении р. Сасык обнажается массив роговообманковых сиенитов, окаймленных серией даек пород того же состава. Сиениты прорывают породы Сасыкского блока и Музджилгинского покрова (рис. 6), в том числе мигматиты и тело неметаморфизованных габброидов, содержат их ксенолиты (рис. 27, е, ж). В то же время сами они пересекаются дайками граносиенитов, диоритов, габбро-диоритов. Контакты с габброидами эруптивные (рис. 27, е); местами наблюдается сиенитизация габброидов, когда последние замешаются крупнокристаллической сиенитовидной породой. При этом иногда образуется специфическая порода с овоидной текстурой, в которой округлые порфиробласты калиевого полевого шпата (пертитового ортоклаза) разделяются тонкой каймой из амфибола и биотита. Характерно образование жил амфибола, которые фиксируют освобождающиеся Fe-Mg компоненты при замещении габброидов. Сиениты пересекаются зоной бластомилонитизации субширотного простирания, мощностью 8–10 м (Frq). По контакту сиенитов с дайками основных пород развиваются жилы мелкозернистых граносиенитов, которые, возможно, формировались при локальном плавлении сиенитов под влиянием даек основного состава (рис. 27, з).

Включения минералообразующих сред в минералах гранитоидов

Исследование включений минералообразующих сред проводилось с целью выявления типов включений, их агрегатного состояния, температур гомогенизации и давления. Последнее определялось по включениям чистой CO_2 в кианитах глиноземистых гнейсов. Максимальное давление, определенное по наиболее ранним включениям, составляет 7.5 кбар при T 650°C (Дюфур, Седова, 1975; Седова, 1976). Для более поздних включений P равно 5.5–6 кбар. Формирование автохтонных гранито-гнейсов и плагиигранито-гнейсов, синхронных с метаморфизмом, начиналось при P порядка 7–7.5 кбар и продолжалось при спаде P до более низких значений. Для гранитов $\gamma_2^{\text{ш}}$ и щелочных гранитов $\gamma_2^{\text{д}}$ давление определялось по солевым включениям, которые возникли на поздних этапах кристаллизации породы. Полученный интервал $P=2.5\text{--}3.0$ кбар (Пизнюр, 1973) отвечает пневматолитовой и гидротермальной стадиям жизни породы.

В лейкократовых минералах гранитоидов, преимущественно в кварце, развиты различные типы включений. В жильном материале мигматитов, $\gamma_1^{\text{ш}}$ и $\gamma_2^{\text{д}}$ встречены включения раскристаллизованных расплавов, которые при комнатной температуре состоят из тонкозернистого агрегата полевошпатовых фаз. Газовый пузырь появляется иногда только при нагревании. Кроме них, отмечаются газовые и газовой-жидкие включения, состоящие из газовой и водной минерализованной фаз, обычно жидкой фазы больше газовой, так что они гомогенизируются в жидкость. Только в кварце $\gamma_2^{\text{ш}}$ встречены включения, где газ преобладает над жидкостью или они развиты в одинаковых количествах. Включения трехфазовые – газовой-жидкие с кристаллами соли очень редки, обычно отмечаются в пегматоидных обособлениях. В целом количество газовой-жидких включений, видимых при увеличении 800, значительно больше в $\gamma_2^{\text{ш}}$ и $\gamma_3^{\text{ш}}$, причем увеличиваются и их размеры. В минералах $\gamma_1^{\text{д}}$ встречены только включения газовой-жидкие, в которых газа меньше, чем жидкости, иногда солевые, углекисловодные и чисто газовые. Характерно, что солевая твердая фаза (обычно NaCl) исчезает почти одновременно с газовой фазой при нагревании или раньше, растворения газовой фазы. Этот интервал достигает 100°. В $\gamma_2^{\text{д}}$ обнаружены включения раскристаллизованных расплавов, расплавов-рассолов с различным содержанием кристаллов соли, причем последние постепенно вытесняют силикатные твердые фазы, и тогда получают развитие трехфазовые газовой-жидкие включения с кристаллами соли. Эти солевые включения гомогенизируются по-разному: либо соль и газ исчезают одновременно, либо соль исчезает раньше газовой фазы, либо соль исчезает последней. Этот случай наиболее распространенный.

Сопоставление всех этих данных показывает, что в аллохтонных гранитоидах на постмагматических этапах происходит обогащение системы водой, т.е. пневматолитовый и гидротермальный этапы проявлены достаточно отчетливо, причем в γ_2^A по мере кристаллизации происходит обогащение флюида хлоридами NaCl , так что имеет место непосредственный переход расплав \rightarrow расплав - рассол \rightarrow минерализованный раствор. Характерно несравненно меньшее развитие включений с CO_2 в гранитоидах, чем в метаморфических породах, что кажется понятным, так как постмагматический флюид обогащается водой при кристаллизации пород, растворенной в расплавах в значительно большем количестве чем CO_2 .

Наличие солевых включений с разной схемой гомогенизации ($\text{H}_2\text{O}_{\text{ж}} + \text{H}_2\text{O}_{\text{г}} + \text{NaCl}_{\text{кр}} \rightarrow \text{H}_2\text{O}_{\text{ж}} + \text{H}_2\text{O}_{\text{г}} \rightarrow \text{H}_2\text{O}_{\text{ж}}$ и $\text{H}_2\text{O}_{\text{ж}} + \text{H}_2\text{O}_{\text{г}} + \text{NaCl}_{\text{кр}} \rightarrow \text{H}_2\text{O}_{\text{ж}} + \text{NaCl}_{\text{кр}} \rightarrow \text{H}_2\text{O}_{\text{ж}}$) свидетельствует о различной степени минерализации водных растворов. Так, например, от γ_1^A к γ_2^A минерализация отчетливо возрастает.

Кроме изучения агрегатного состояния включений, которое позволяет судить о характере минералообразующей среды,¹ определялись температуры гомогенизации включений ($T_{\text{ГОМ}}$). Исследования проводились по общепринятой методике в модернизированной термокамере Долгова-Базарова при соблюдении необходимого режима нагревания и выдержек при определенных температурах (Седова, 1977). По $T_{\text{ГОМ}}$ газовой-жидких включений (Седова, 1976, 1978) трудно говорить об истинных температурах кристаллизации пород, так как эти включения в основном вторичные, и, кроме того, даже при учете температурных поправок на давление нет критериев соотнесения включений с определенной $T_{\text{ГОМ}}$ к определенным P . В то же время известно, что давление гораздо меньше влияет на $T_{\text{ГОМ}}$ солевых и расплавных включений. Поэтому главное внимание уделялось именно этим включениям. Изучение проводилось в 10 пластинках, было сделано для них около 50 экспериментов. Раскристаллизованные расплавные включения в кварцах жильного материала мигматитов гомогенизируются по схеме² тв.ф. + г $\xrightarrow{680-700^\circ}$ р + г $\xrightarrow{700-780^\circ}$ р, в гранито-гнейсах гомогенизация включений осуществляется по аналогичной схеме: тв.ф. + г $\xrightarrow{700-720^\circ}$ р + г $\xrightarrow{780-800^\circ}$ р. Иногда наряду с описанными включениями, но обычно в кварцах

¹ Данные о составе газовой и водной частей включений приведены в гл. 6.

² Тв.ф. - кварц-полевошпатовые агрегаты, г - газовая фаза, р - расплав, ж - жидкость, NaCl - кристаллы соли, над стрелкой показаны T или интервал T (для разных образцов) исчезновения одной из фаз и появления новой.

пегматоидного материала, несколько запаздывающего по возрасту относительно мелкозернистого жильного материала, отмечаются включения расплавов-рассолов. Плавление солевых фаз начинается при 600°; иногда уже при 640-680° имеет место полное плавление твердых фаз, но обычно полная гомогенизация наступает при 700°, т.е. схема плавления такова: тв.ф.+г+
 $+NaCl \xrightarrow{600-610^\circ}$, тв.ф.+г+р $\xrightarrow{640-680^\circ}$ г+р $\xrightarrow{700^\circ}$ р. Для кварца гранитов γ_2^w интервал гомогенизации 700-780°C. Есть несколько случаев полной гомогенизации при 700°C. В минералах плагิโอгранито-гнейсов расплавных включений не обнаружено, солевые включения гомогенизируются по схеме $NaCl + ж + г \xrightarrow{160-200} г + ж \xrightarrow{290-300} ж$, $NaCl_{кр} + ж + г \xrightarrow{380-400} ж$, $NaCl_{кр} + ж + г \xrightarrow{250-300} NaCl_{кр} + ж \xrightarrow{540-650} ж$. Последняя схема не характерна. В кварцах эгирин-рибекитовых гранитов ($\gamma_{2(3)}^d$) включения расплавов и расплавов-рассолов гомогенизируются по схемам тв.ф.+г $\xrightarrow{700-720^\circ}$ р+г $\xrightarrow{720-740^\circ}$ р и тв.ф.+ $NaCl_{кр} + г \xrightarrow{580^\circ}$ тв.ф.+р+г $\xrightarrow{680^\circ}$ р. Солевые включения гомогенизируются по тем же схемам, что и для γ_1^d , но чаще в γ_2^d соль растворяется при более высоких температурах, чем газ. Температура полной их гомогенизации 400-460°.

Особенности химического состава гранитоидов и вопросы их генезиса

Закономерности эволюции состава гранитоидов

Шатпутский тип гранитообразования характеризуется сменой во времени мигматитов и гранито-гнейсов (γ_1^w) гранитами (γ_2^w) и пегматоидными гранитами (γ_3^w). По составу гранито-гнейсы относятся к обычным гранитам с высоким содержанием Si, преобладанием Na_2O над K_2O (в вес.%) при величине $Na/K = 3.8$, пересыщенным Al (табл. 16, 17; рис. 28). Минимальные вариации отмечаются для Si и Al (табл. 17), коэффициент вариации V для K более значительный, чем для Na (рис. 29). Высокие значения V для Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg обуславливают широкие вариации F и f_0 . Так, F меняется от 27 до 90%, причем главная масса образцов приходится на интервал 40-70%. Вариации содержаний Ca обуславливают и широкие колебания отношений $\frac{Ca}{Ca + Na}$ (от 0.03 до 0.20, табл. 16). Из 91 рассчитанного коэффициента парной корреляции значимыми (при уровне значимости 0.05 и выше) являются только 19.

Рис. 28. Диаграмма $K_2O - Na_2O$ для гранитоидов шатпутского и джаланского типов.

1 - $\gamma_1^{\text{ш}}$, 2 - $\gamma_2^{\text{ш}}$, 3 - $\gamma_3^{\text{ш}}$,
 4 - $\gamma_{1(1)}^{\text{д}}$, 5 - $\gamma_{1(2)}^{\text{д}}$, 6 -
 $\gamma_{2(1)}^{\text{д}}$, 7 - $\gamma_{2(2)}^{\text{д}}$, 8 -
 $\gamma_{2(3)}^{\text{д}}$.

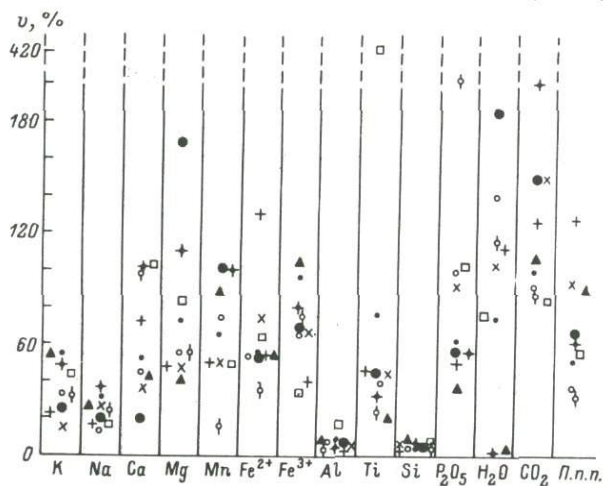
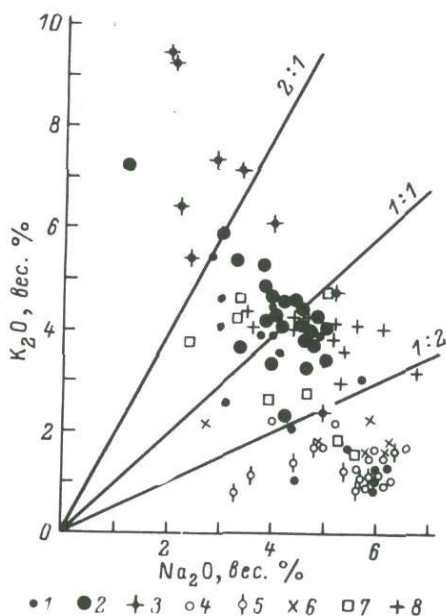


Рис. 29. Коэффициенты вариации (V) для элементов гранитоидов. Элементы расположены в порядке возрастания электроотрицательности.

Обозначения те же, что на рис. 28; треугольник относится к $\gamma_2^{\text{д}}$, объединяющим $\gamma_{2(1)}^{\text{д}}$, $\gamma_{2(2)}^{\text{д}}$, $\gamma_{2(3)}^{\text{д}}$.

Таблица 16

Химические составы гранито-гнейсов $\gamma_1^{\text{ш}}$ (в вес.%) и некоторые параметры

| | 680/9 | 681/6 | 681/1 | S-360б | 681/1' | 4178 | S-360э | S-360а |
|--------------------------------|-------|---------|-------|--------|--------|-------|---------|--------|
| SiO ₂ | 68.59 | 71.23 | 72.92 | 73.50 | 73.76 | 74.40 | 74.75 | 75.00 |
| TiO ₂ | 0.57 | 0.51 | 0.22 | 0.12 | 0.13 | 0.75 | 0.16 | 0.25 |
| Al ₂ O ₃ | 13.65 | 14.01 | 14.49 | 14.92 | 13.82 | 12.85 | 12.10 | 12.28 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.83 | 2.09 | 0.58 | 0.38 | 0.59 | 0.50 | 1.76 | 1.47 |
| FeO | 2.92 | 1.91 | 0.57 | 1.08 | 0.63 | 0.55 | 2.02 | 2.09 |
| MnO | 0.06 | 0.06 | 0.01 | 0.01 | 0.07 | 0.00 | 0.08 | 0.04 |
| MgO | 0.20 | 1.94 | 0.50 | 0.40 | 0.38 | 1.50 | 1.33 | 1.94 |
| CaO | 1.14 | 0.56 | 1.66 | 1.13 | 0.69 | 1.20 | 1.42 | 0.28 |
| Na ₂ O | 4.80 | 6.00 | 3.74 | 6.24 | 5.68 | 6.00 | 3.12 | 4.40 |
| K ₂ O | 3.80 | 1.20 | 3.86 | 1.20 | 2.98 | 1.00 | 2.52 | 2.00 |
| P ₂ O ₅ | 0.16 | 0.15 | 0.06 | 0.11 | 0.03 | 0.19 | 0.09 | 0.04 |
| CO ₂ | 0.08 | 0.04 | 0.32 | 0.13 | 0.22 | 0.45 | 0.00 | 0.04 |
| S | | Не опр. | | | 0.01 | 0.00 | Не опр. | |
| H ₂ O | 0.07 | 0.06 | 0.12 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 |
| П.п.п. | 0.85 | 0.59 | 0.98 | 0.45 | 0.48 | 0.80 | 0.61 | 0.26 |
| Сумма | 99.57 | 100.25 | 99.59 | 99.54 | 99.52 | 99.54 | 99.94 | 100.05 |
| F | 92.59 | 51.48 | 57.14 | 67.74 | 62.96 | 27.45 | 59.52 | 49.47 |
| f ₀ | 46.67 | 60.00 | 50.00 | 28.57 | 47.06 | 42.85 | 44.00 | 38.30 |
| Al' | -7 | 34 | 22 | 25 | -3 | -9 | 33 | 48 |
| Na/Al-K | 0.82 | 0.78 | 0.60 | 0.76 | 0.89 | 0.85 | 0.55 | 0.71 |
| $\frac{Na+K}{Al}$ | 0.88 | 0.80 | 0.71 | 0.78 | 0.91 | 0.86 | 0.65 | 0.76 |
| $\frac{Na+K}{Na+K+Ca}$ | 0.92 | 0.96 | 0.87 | 0.92 | 0.95 | 0.91 | 0.86 | 0.97 |
| $\frac{Ca}{Na+Ca}$ | 0.11 | 0.05 | 0.20 | 0.09 | 0.07 | 0.09 | 0.20 | 0.03 |
| Na/K | 1.92 | 7.46 | 1.49 | 7.73 | 2.86 | 8.81 | 1.87 | 3.38 |
| $\frac{K+Na}{Si}$ | 0.20 | 0.19 | 0.17 | 0.18 | 0.20 | 0.17 | 0.12 | 0.15 |
| (K+Na)' | 9.6 | 7.8 | 8.1 | 8.2 | 9.6 | 7.7 | 6.0 | 6.9 |

| | S-360д | S-366д | 679/4 | 683/1 | 371/6 | S-342б | 670/3 | S-356 | S-355д |
|---------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|---------|--------|--------|
| | 75.03 | 75.15 | 75.23 | 75.90 | 77.17 | 77.38 | 77.53 | 78.48 | 79.73 |
| | 0.21 | 0.05 | 0.13 | 0.15 | 0.18 | 0.15 | 0.52 | 0.16 | 0.05 |
| | 12.65 | 13.46 | 11.89 | 11.86 | 11.56 | 12.19 | 10.56 | 11.62 | 11.28 |
| | 0.80 | 0.13 | 0.60 | 0.44 | 0.53 | 0.03 | 0.28 | 0.47 | 0.05 |
| | 1.98 | 0.14 | 1.26 | 1.67 | 1.17 | 1.00 | 0.97 | 1.12 | 0.21 |
| | 0.06 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.06 | 0.06 | 0.02 |
| | 1.02 | 0.10 | 0.77 | 0.48 | 0.46 | 0.90 | 1.57 | 0.10 | 0.20 |
| | 0.71 | 1.42 | 0.62 | 0.95 | 0.94 | 0.56 | 2.41 | 0.85 | 1.13 |
| | 5.48 | 4.00 | 2.86 | 4.08 | 4.00 | 6.00 | 4.50 | 3.00 | 3.00 |
| | 1.60 | 4.38 | 5.44 | 3.52 | 3.90 | 0.80 | 1.00 | 4.60 | 4.00 |
| | 0.08 | 0.12 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.12 | 0.00 | 0.07 |
| | 0.08 | 0.16 | 0.09 | 0.09 | 0.08 | 0.20 | 0.08 | 0.00 | 0.08 |
| Не опр. | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.01 | 0.00 | | Не опр. | | |
| | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.07 | 0.00 | 0.15 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| | 0.47 | 1.15 | 0.46 | 0.28 | 0.24 | 0.52 | 0.71 | 0.10 | 0.20 |
| | 100.09 | 100.11 | 99.51 | 99.54 | 100.32 | 99.58 | 100.19 | 100.54 | 99.94 |
| | 59.38 | 50.00 | 57.78 | 70.73 | 67.65 | 38.89 | 40.29 | 84.00 | 44.44 |
| | 26.32 | 33.33 | 30.77 | 20.69 | 30.43 | 0.00 | 23.53 | 28.57 | 25.00 |
| | 11 | -11 | 5 | -7 | -19 | 8 | -47 | 4 | 2 |
| | 0.83 | 0.77 | 0.77 | 0.83 | 0.90 | 0.87 | 0.79 | 0.74 | 0.70 |
| | 0.85 | 0.85 | 0.88 | 0.88 | 0.93 | 0.88 | 0.81 | 0.85 | 0.81 |
| | 0.94 | 0.90 | 0.95 | 0.92 | 0.92 | 0.95 | 0.80 | 0.93 | 0.90 |
| | 0.07 | 0.16 | 0.11 | 0.11 | 0.12 | 0.05 | 0.23 | 0.14 | 0.17 |
| | 5.23 | 1.38 | 0.80 | 1.78 | 1.59 | 10.77 | 6.64 | 0.98 | 1.14 |
| | 0.17 | 0.18 | 0.17 | 0.16 | 0.16 | 0.16 | 0.13 | 0.15 | 0.14 |
| | 7.7 | 9.3 | 9.2 | 8.3 | 8.6 | 7.4 | 5.9 | 8.2 | 7.6 |

анализы пород выполнены в Центральной лаборатории МЭГЭИ Управления

(в вес.%; $Al' = Al - (Na + K + 2Ca)$, $F = \frac{(Fe^{2+} + Fe^{3+}) \cdot 100}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg}$, $f_0 = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}} \cdot 100\%$ (в ат. кол.).

Примечание. Здесь и в табл. 22, 25, 29, 33 химические
 Совета Министров Тадж.ССР. $(K+Na)' = \frac{(K_2O + Na_2O) \cdot 100}{SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MgO + CaO + MnO}$

Таблица 17

Средние содержания окислов (\bar{X}) в гранитоидах шатпутского типа (в вес.%)

| | γ_1^w | | | | γ_2^w | | | | γ_3^w | | | |
|--------------------------------|--------------|------|--------------------|--------|--------------|------|--------------------|--------|--------------|------|--------------------|--------|
| | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | v | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | v | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | v |
| SiO ₂ | 75.24 | 2.65 | 1.24 | 3.52 | 72.07 | 2.08 | 0.83 | 2.89 | 71.20 | 4.13 | 2.56 | 5.80 |
| TiO ₂ | 0.26 | 0.20 | 0.09 | 76.92 | 0.30 | 0.13 | 0.05 | 43.33 | 0.13 | 0.04 | 0.02 | 30.77 |
| Al ₂ O ₃ | 12.55 | 1.12 | 0.53 | 8.92 | 14.71 | 0.97 | 0.39 | 6.59 | 14.65 | 0.59 | 0.36 | 4.03 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.82 | 0.79 | 0.37 | 96.34 | 0.62 | 0.43 | 0.17 | 69.35 | 0.10 | 0.08 | 0.05 | 80.00 |
| FeO | 1.29 | 0.73 | 0.35 | 56.59 | 1.20 | 0.61 | 0.24 | 50.83 | 1.04 | 0.57 | 0.35 | 54.81 |
| MnO | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 66.67 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 100.00 | 0.04 | 0.04 | 0.02 | 100.00 |
| MgO | 0.85 | 0.62 | 0.29 | 72.94 | 0.45 | 0.76 | 0.30 | 168.89 | 0.70 | 0.77 | 0.48 | 110.00 |
| CaO | 0.96 | 0.51 | 0.24 | 53.13 | 1.83 | 0.35 | 0.14 | 19.13 | 2.13 | 2.18 | 1.35 | 102.35 |
| Na ₂ O | 4.39 | 1.40 | 0.66 | 31.89 | 4.07 | 0.80 | 0.32 | 19.66 | 3.68 | 1.34 | 0.83 | 36.41 |
| K ₂ O | 2.92 | 1.64 | 0.78 | 56.16 | 4.25 | 0.98 | 0.39 | 23.06 | 5.61 | 2.78 | 1.72 | 49.55 |
| P ₂ O ₅ | 0.08 | 0.05 | 0.02 | 62.50 | 0.07 | 0.04 | 0.02 | 57.14 | 0.45 | 0.25 | 0.15 | 55.56 |
| CO ₂ | 0.11 | 0.11 | 0.05 | 100.00 | 0.36 | 0.54 | 0.22 | 150.0 | 0.74 | 1.49 | 0.92 | 201.35 |
| H ₂ O | 0.03 | 0.04 | 0.02 | 75.00 | 0.07 | 0.13 | 0.05 | 185.71 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| П.п.п. | 0.53 | 0.27 | 0.13 | 50.94 | 0.49 | 0.32 | 0.80 | 65.31 | 0.55 | 0.34 | 0.21 | 61.82 |
| F | 59.12 | | | | 69.91 | | | | 52.54 | | | |
| f_0 | 31.47 | | | | 30.40 | | | | 6.66 | | | |
| $\frac{Na}{Al-K}$ | 0.76 | | | | 0.66 | | | | 0.70 | | | |
| $\frac{Na+K}{Al}$ | 0.82 | | | | 0.77 | | | | 0.81 | | | |
| $\frac{Ca}{Ca+Na}$ | 0.11 | | | | 0.20 | | | | 0.20 | | | |
| $\frac{K+Na}{K+Na+Ca}$ | 0.92 | | | | 0.86 | | | | 0.87 | | | |
| Al' | 8 | | | | 1.04 | | | | 28.1 | | | |
| Na/K | 3.80 | | | | 1.57 | | | | 1.32 | | | |
| $\frac{Na+K}{Si}$ | 0.16 | | | | 0.18 | | | | 0.20 | | | |
| $(K+N)'$ | 8.02 | | | | 9.21 | | | | 10.37 | | | |
| n | 17 | | | | 24 | | | | 10 | | | |

Примечание. Здесь и в табл. 20, 30, 37, 42, 44, 47 S - среднее квадратичное отклонение; $\pm\Delta\bar{X}$ - 95%-е доверительные интервалы \bar{X} ; v - коэффициент вариации; n - количество проб.

Таблица 18

Парные коэффициенты корреляции r между петрогенными окислами в гранито-гнейсах

| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | CO ₂ | H ₂ O | П.п.п. |
|--------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------|--------|---------------|--------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------------------|--------|
| SiO ₂ | +1.000 | | | | | | | | | | | | | |
| TiO ₂ | <u>-0.470</u> | +1.000 | | | | | | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | <u>-0.738</u> | +0.067 | +1.000 | | | | | | | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | <u>-0.730</u> | <u>+0.420</u> | +0.288 | +1.000 | | | | | | | | | | |
| FeO | <u>-0.604</u> | +0.294 | +0.143 | <u>+0.826</u> | +1.000 | | | | | | | | | |
| MnO | -0.314 | +0.167 | +0.021 | <u>+0.620</u> | <u>+0.457</u> | +1.000 | | | | | | | | |
| MgO | -0.186 | <u>+0.427</u> | -0.048 | +0.217 | +0.171 | +0.204 | +1.000 | | | | | | | |
| CaO | +0.112 | +0.226 | -0.300 | -0.118 | -0.226 | +0.153 | +0.129 | +1.000 | | | | | | |
| Na ₂ O | <u>-0.440</u> | +0.323 | <u>+0.483</u> | +0.096 | +0.057 | +0.152 | +0.368 | +0.067 | +1.000 | | | | | |
| K ₂ O | +0.179 | -0.388 | -1.155 | -0.055 | -0.098 | -0.201 | <u>-0.631</u> | -0.242 | <u>-0.828</u> | +1.000 | | | | |
| P ₂ O ₅ | <u>-0.562</u> | <u>+0.741</u> | +0.401 | +0.300 | +0.093 | -0.001 | +0.371 | +0.392 | +0.352 | -0.375 | +1.000 | | | |
| CO ₂ | -0.095 | +0.371 | +0.205 | -0.357 | <u>-0.478</u> | -0.376 | +0.121 | +0.103 | <u>+0.534</u> | -0.358 | +0.384 | +1.000 | | |
| H ₂ O | -0.193 | +0.112 | +0.114 | +0.078 | +0.176 | -0.169 | +0.045 | -0.159 | +0.389 | -0.286 | +0.073 | +0.190 | +1.000 | |
| П.п.п. | <u>-0.456</u> | +0.405 | +0.377 | +0.071 | -0.064 | -0.097 | +0.220 | +0.313 | +0.086 | -0.027 | <u>+0.726</u> | +0.337 | +0.159 | +1.000 |

Примечание. Здесь и далее подчеркнуты значения r , значимые с 95%-й вероятностью; $n = 17$.

Таблица 19

Содержание малых элементов в гранитоидах и породах субстрата (в г/т)

| Номер образца | TiO ₂ | MnO | Ba | Co | Ni | Cr | V | Nb | Sc | Zr | Be | Sn | La | Y | Cu | Pb |
|--|------------------|------|------|----|----|-----|-----|-----|----|-----|-----|----|------|-----|----|----|
| Породы субстрата в поле гранито-гнейсов γ_1^w | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 25/4 | 30000 | 700 | 1000 | 30 | 60 | 40 | 350 | 65 | 18 | 160 | 9 | - | - | 24 | 25 | 13 |
| 25/5 | 25000 | 1000 | 900 | 28 | 30 | 20 | 240 | 140 | 15 | 180 | 18 | 60 | 100 | 45 | 15 | 11 |
| 25/14 | 28000 | 1800 | - | 35 | 55 | 130 | 300 | 65 | 25 | 110 | 14 | 18 | - | 28 | 25 | 12 |
| 675/4 | 9000 | 1100 | 500 | 30 | 50 | 200 | 160 | - | 50 | 80 | 3 | - | - | 28 | 35 | - |
| 675/6 | 13000 | 1100 | 600 | 35 | 40 | 210 | 200 | - | 45 | 80 | 3 | - | - | 28 | 30 | - |
| Гранито-гнейсы шатпутского типа γ_1^w | | | | | | | | | | | | | | | | |
| S-355д | - | 40 | 400 | - | - | - | - | - | - | 300 | 3.5 | - | - | 15 | 3 | - |
| S-357/11 | 1300 | 80 | 250 | - | 13 | 10 | 16 | - | - | 70 | 3.5 | - | 140 | - | 7 | - |
| S-357/15 | 5000 | 500 | 900 | - | - | 10 | 60 | 30 | 10 | 250 | 3.5 | - | 70 | 18 | 15 | - |
| S-360А | 2100 | 300 | 200 | - | - | - | 24 | 30 | - | 180 | 3.5 | - | - | 55 | 6 | - |
| S-360д | 1800 | 200 | 200 | - | - | 10 | 18 | - | - | 120 | 3.5 | - | - | 18 | 20 | - |
| S-360э | 1100 | 800 | - | - | - | 10 | 18 | - | 22 | 15 | - | - | 4000 | 150 | 12 | - |
| S-360э/1 | 6000 | 1800 | - | - | - | 10 | 30 | - | 65 | 20 | - | - | 5000 | 300 | 4 | 14 |
| S-366д | - | 40 | 650 | - | - | - | - | - | - | 200 | 4 | - | - | - | 3 | 10 |
| 670/3 | 6000 | 300 | - | - | - | 60 | 60 | - | 20 | 200 | 3 | - | - | - | 18 | - |
| 675/7 | 3500 | 300 | 600 | - | - | - | - | 45 | - | 250 | 3 | - | - | 27 | 15 | - |
| 680/9 | 8000 | 250 | 900 | - | 25 | 25 | 90 | - | 25 | 90 | 3 | - | 100 | 25 | 12 | - |
| 681/6 | 8000 | 200 | 500 | - | 16 | - | 75 | - | 25 | 110 | 4 | 10 | 70 | 26 | 18 | 13 |

Таблица 19 (продолжение)

| Номер образца | TiO ₂ | MnO | Ba | Co | Ni | Cr | V | Nb | Sc | Zr | Be | Sn | La | Y | Cu | Pb |
|---|------------------|------|------|----|----|----|-----|-----|----|-----|-----|----|-----|-----|----|----|
| Граниты шатпутского типа γ_2^W | | | | | | | | | | | | | | | | |
| S-3426 | 1500 | 100 | - | - | 10 | 10 | - | - | - | 60 | 4 | 8 | - | 40 | 10 | - |
| S-358a | 1600 | 200 | 1600 | - | - | 10 | 21 | - | - | 60 | 6 | - | - | 13 | 7 | 17 |
| S-3606 | 1400 | 150 | 200 | - | - | 10 | 22 | - | - | 100 | 5.5 | - | - | 14 | 5 | - |
| S-373в | 6000 | 400 | 1100 | - | - | - | 32 | 40 | - | 400 | 3.5 | - | 100 | 20 | 4 | - |
| 651/1 | 5000 | 400 | - | - | - | - | - | 900 | - | 250 | 8 | 55 | - | 300 | 9 | 16 |
| 657/25 | 4500 | 250 | 2000 | - | - | 10 | 40 | - | - | 100 | 4.5 | - | 100 | 18 | 8 | 35 |
| 657/26 | 6000 | 250 | 1000 | - | - | 10 | 40 | 40 | - | 140 | 3.5 | - | 200 | 22 | 30 | 15 |
| 670/2 | 5500 | 350 | 650 | - | - | - | 50 | 30 | - | 130 | 3.5 | - | - | - | 8 | - |
| 673/1 | 4500 | 250 | 3000 | - | - | 13 | 35 | - | - | 130 | 7.5 | - | 200 | 20 | 18 | 32 |
| 675/3 | 9000 | 300 | 3200 | - | - | 15 | 50 | 45 | - | 200 | 5.5 | - | 250 | 22 | 25 | 20 |
| 675/9 | 4000 | 170 | 1400 | - | - | 16 | 35 | - | - | 70 | 4.5 | - | - | 18 | 16 | 16 |
| 679/1 | 2500 | 130 | 700 | - | - | - | - | - | - | 90 | 2.5 | 5 | - | 20 | 4 | 13 |
| 680/1 | 2200 | 90 | 900 | - | - | - | 20 | - | - | 55 | 5 | - | - | 20 | 9 | 18 |
| Пегматиты шатпутского типа γ_3^W | | | | | | | | | | | | | | | | |
| S-353в | 100 | 100 | 1100 | - | - | 10 | - | - | - | 20 | 5 | - | - | - | 10 | 20 |
| S-354 | 700 | 70 | 1200 | - | - | 10 | - | - | - | 35 | 10 | - | - | - | 4 | 18 |
| S-353в/1 | - | 40 | - | - | - | - | - | - | - | 250 | 13 | - | - | - | 5 | 11 |
| S-354 | 1800 | 130 | 300 | - | - | 10 | - | - | - | 80 | 4 | - | 100 | 30 | 4 | 11 |
| S-357/8 | 800 | 400 | 1000 | - | 13 | 15 | 45 | - | 14 | 80 | 4 | - | - | - | 22 | 12 |
| 671/1 | - | 60 | 1400 | - | - | 15 | - | - | - | 16 | - | - | - | - | 30 | 25 |
| Породы субстрата в поле плагиогранито-гнейсов | | | | | | | | | | | | | | | | |
| S-380ж | 5000 | 200 | 200 | 15 | 13 | 15 | 32 | 30 | - | 250 | 7 | 7 | - | - | 30 | - |
| S-380к | 6500 | 300 | 350 | 25 | 18 | 30 | 250 | - | 40 | 40 | 5 | 13 | - | 16 | 4 | - |
| Плаггиогранито-гнейсы джаланского типа γ_1^A | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 25/11 | 8000 | 200 | 300 | - | 16 | 40 | 20 | 35 | - | 140 | 3.5 | - | - | - | 30 | - |
| 347/4 | 9000 | 150 | 200 | - | 10 | 10 | 25 | 35 | - | 150 | 9 | 10 | - | - | 25 | - |
| S-3806 | 5000 | 50 | 250 | - | - | 10 | 24 | 35 | - | 300 | 4.5 | 5 | - | - | 3 | - |
| S-382 | 4500 | 200 | 450 | - | - | 18 | 130 | 30 | 45 | 130 | 3 | 5 | 120 | 18 | 4 | - |
| S-382Г | 2500 | 1000 | 200 | - | - | 15 | 90 | - | 10 | 140 | 2.5 | - | - | - | 4 | - |
| S-382ж | 3200 | 80 | 250 | - | - | 15 | 55 | - | 17 | 120 | 3 | - | - | 13 | 3 | - |
| S-382з | 1400 | 30 | - | - | 11 | 15 | 35 | - | 10 | 130 | 2.5 | - | - | 11 | 12 | - |
| S-383Г | 3600 | 160 | 200 | - | 14 | 20 | 22 | - | - | 140 | 4 | - | - | - | 20 | - |
| S-383Г/1 | 6500 | 400 | 200 | 18 | 21 | 25 | 90 | 70 | 22 | 200 | 100 | 7 | - | 35 | 15 | 13 |
| S-383з | 1700 | 500 | - | 14 | 9 | 10 | 50 | - | 28 | 90 | 2 | - | - | 11 | 15 | - |
| 647/1 | 4500 | 130 | - | - | - | - | 30 | - | - | 90 | 35 | - | - | - | 20 | 22 |
| 647/3 | 4000 | 110 | - | - | - | - | 22 | - | - | 100 | 2.5 | - | - | - | 15 | - |
| 647/5 | 9000 | 160 | - | - | - | 15 | 45 | - | - | 100 | 3.5 | - | - | - | 15 | - |
| S-383 | 2200 | 130 | 300 | - | 20 | 20 | 55 | - | 16 | 110 | 2.5 | - | - | - | 13 | - |
| S-382и | 2200 | 250 | - | - | - | 20 | 85 | - | 35 | 140 | 2.5 | - | - | - | 2 | - |
| S-382л | 5500 | 300 | - | - | - | - | 130 | 25 | 30 | 100 | 2 | 4 | 60 | 40 | 2 | - |
| S-383ж | 7500 | 600 | 250 | 16 | 20 | 30 | 180 | - | 45 | 110 | 3 | - | - | 16 | 4 | - |
| Щелочные граниты γ_2^A | | | | | | | | | | | | | | | | |
| S-386Г | 500 | 130 | - | - | - | 10 | - | 40 | - | 250 | 3 | 10 | - | 22 | 6 | - |
| S-386д | 500 | 250 | - | - | - | 10 | - | 45 | - | 180 | 3.5 | 4 | - | 22 | 5 | - |
| S-386л | 1000 | 300 | 350 | - | - | - | - | 90 | - | 160 | 2.5 | 5 | 80 | 50 | 2 | - |
| S-386н | 6500 | 500 | - | 21 | 25 | 30 | 90 | 80 | 18 | 200 | 100 | 8 | - | 40 | 13 | 17 |
| S-386р | 1500 | 400 | - | - | - | - | - | 90 | - | 200 | 4.5 | 8 | - | 30 | 9 | - |

Примечание. Определения редких элементов сделаны В.А. Галибиным в Ин-те земной коры ЛГУ.

Таблица 20

Средние содержания (\bar{X}) редких элементов в гранитоидах (в г/т)

| | n | Ba | | | | Co | | | | Ni | | | | Cr | | | | V | | | |
|--------------|----|-----------|------|--------------------|-----|-----------|----|--------------------|-----|-----------|-----|--------------------|-----|-----------|----|--------------------|-----|-----------|----|--------------------|-----|
| | | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | v | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | v | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | v | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | v | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | v |
| γ_1^W | 12 | 425 | 283 | +161 | 67 | | | | | 7 | 7 | 4 | 100 | 12 | 16 | 9 | 133 | 33 | 30 | 17 | 91 |
| γ_2^W | 13 | 1216 | 1020 | 551 | 84 | | | | | | | | | 8 | 5 | 3 | 63 | 27 | 17 | 9 | 63 |
| γ_3^W | 6 | 833 | 545 | 436 | 65 | | | | | 2 | 4 | 3 | 200 | 10 | 4 | 3 | 40 | 7 | 17 | 14 | 243 |
| γ_1^A | 21 | 176 | 122 | 53 | 69 | 7 | 7 | 3 | 100 | 9 | 7 | 3 | 78 | 18 | 11 | 5 | 61 | 79 | 65 | 28 | 82 |
| γ_2^A | 5 | 70 | 143 | 126 | 204 | 4 | 4 | 4 | 100 | 5 | 8 | 7 | 160 | 10 | 11 | 10 | 110 | 18 | 39 | 34 | 217 |
| | n | Nb | | | | Sc | | | | Zr | | | | Be | | | | Sn | | | |
| | | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | v | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | v | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | v | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | v | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | v |
| γ_1^W | 12 | 11 | 15 | 9 | 136 | 15 | 18 | 10 | 120 | 149 | 96 | 55 | 64 | 3 | 1 | 1 | 33 | | | | |
| γ_2^W | 13 | 83 | 246 | 133 | 296 | | | | | 137 | 97 | 52 | 71 | 5 | 2 | 1 | 40 | 5 | 15 | 8 | 300 |
| γ_3^W | 6 | | | | | 2 | 5 | 4 | 250 | 80 | 88 | 70 | 110 | 6 | 5 | 4 | 83 | | | | |
| γ_1^A | 21 | 17 | 18 | 8 | 106 | 29 | 53 | 23 | 183 | 211 | 235 | 101 | 111 | 8 | 21 | 9 | 263 | 3 | 4 | 2 | 133 |
| γ_2^A | 5 | 69 | 27 | 24 | 39 | 4 | 7 | 6 | 175 | 198 | 33 | 29 | 17 | 27 | 42 | 37 | 156 | 7 | 2 | 2 | 29 |
| | n | La | | | | Y | | | | Cu | | | | Pb | | | | | | | |
| | | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | v | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | v | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | v | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | v | | | | |
| γ_1^W | 12 | 796 | 1743 | 994 | 219 | 54 | 87 | 50 | 161 | 11 | 6 | 3 | 55 | 5 | 4 | 2 | 80 | | | | |
| γ_2^W | 13 | 84 | 81 | 44 | 96 | 41 | 78 | 42 | 190 | 12 | 8 | 4 | 67 | 15 | 11 | 6 | 73 | | | | |
| γ_3^W | 6 | 17 | 29 | 23 | 171 | 5 | 10 | 8 | 200 | 12 | 11 | 9 | 92 | 16 | 6 | 5 | 38 | | | | |
| γ_1^A | 21 | 35 | 20 | 9 | 57 | 12 | 11 | 5 | 92 | 11 | 9 | 4 | 82 | 4 | 5 | 2 | 125 | | | | |
| γ_2^A | 5 | 16 | 34 | 30 | 213 | 33 | 12 | 11 | 36 | 7 | 4 | 4 | 57 | 3 | 6 | 5 | 200 | | | | |

Таблица 21

Парные коэффициенты корреляции r между редкими элементами в гранито-гнейсах $r_1^w (n = 20)$

| | TiO ₂ | MnO | Ba | Ni | Cr | V | Nb | Sc | Zr | Be | La | Y | Cu | Pb |
|------------------|------------------|---------------|--------|---------------|--------|--------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|--------|--------|
| TiO ₂ | +1.000 | | | | | | | | | | | | | |
| MnO | +0.288 | +1.000 | | | | | | | | | | | | |
| Ba | +0.301 | -0.321 | +1.000 | | | | | | | | | | | |
| Ni | <u>+0.562</u> | -0.233 | +0.448 | +1.000 | | | | | | | | | | |
| Cr | +0.415 | +0.006 | -0.162 | +0.097 | +1.000 | | | | | | | | | |
| V | <u>+0.889</u> | +0.042 | +0.392 | <u>+0.668</u> | +0.482 | +1.000 | | | | | | | | |
| Nb | -0.009 | -0.053 | +0.303 | -0.301 | -0.271 | -0.163 | +1.000 | | | | | | | |
| Sc | <u>+0.594</u> | <u>+0.873</u> | -0.203 | +0.144 | +0.201 | +0.381 | -0.355 | +1.000 | | | | | | |
| Zr | -0.235 | <u>-0.566</u> | +0.385 | -0.338 | -0.023 | -0.190 | <u>+0.497</u> | <u>-0.634</u> | +1.000 | | | | | |
| Be | -0.069 | <u>-0.858</u> | +0.435 | +0.210 | -0.083 | +0.092 | +0.164 | <u>-0.714</u> | <u>+0.640</u> | +1.000 | | | | |
| La | +0.045 | <u>+0.906</u> | -0.445 | -0.224 | -0.071 | -0.126 | -0.253 | <u>+0.778</u> | <u>-0.691</u> | <u>-0.958</u> | +1.000 | | | |
| Y | +0.153 | <u>+0.964</u> | -0.419 | -0.213 | -0.126 | -0.084 | -0.142 | <u>+0.842</u> | <u>-0.634</u> | <u>-0.887</u> | <u>+0.953</u> | +1.000 | | |
| Cu | +0.473 | -0.176 | +0.068 | +0.138 | +0.387 | +0.478 | +0.129 | -0.083 | +0.001 | +0.152 | -0.263 | -0.310 | +1.000 | |
| Pb | +0.332 | +0.468 | -0.052 | +0.072 | -0.246 | +0.117 | -0.316 | <u>+0.640</u> | -0.361 | -0.176 | +0.406 | <u>+0.502</u> | -0.220 | +1.000 |

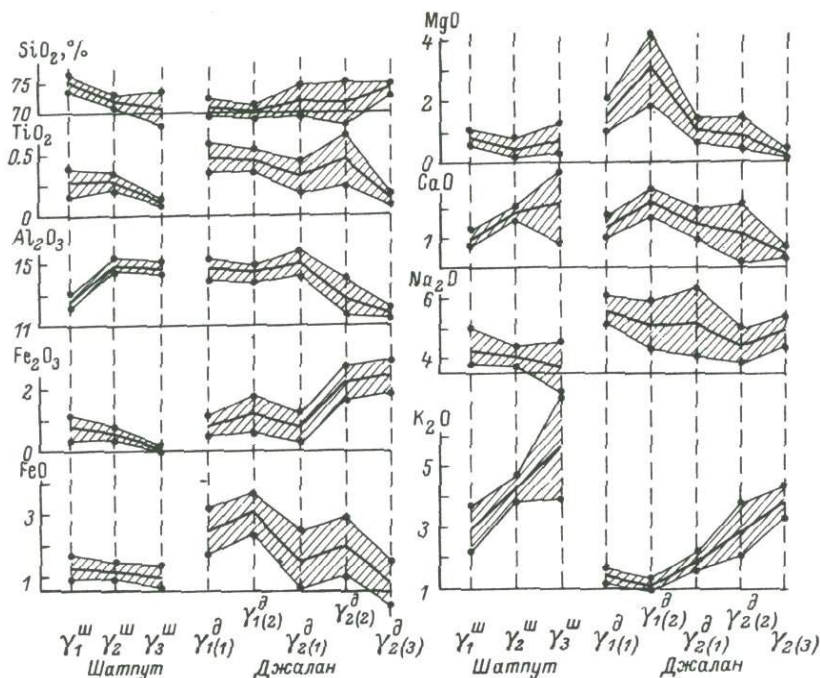


Рис. 30. Средние содержания петрогенных элементов в гранитоидах и их 95%-е доверительные интервалы.

Si имеет отрицательную корреляционную связь с Ti, Al, Fe^{2+} , Fe^{3+} и Na (табл. 18), отражая количественную связь кварца с плагиоклазом и биотитом. Al положительно связан с Na, входящим только в плагиоклаз. Калий отрицательно связан с Na и Mg. Отсутствие связи K с Fe^{2+} и Fe^{3+} обусловлено, видимо, тем, что железо входит не только в биотит, но и магнетит. Обращает на себя внимание факт отсутствия корреляции Ca со всеми петрогенными элементами, что может свидетельствовать о замещении анортитовой составляющей плагиоклаза ортоклазом или более кислым плагиоклазом. Положительные связи Fe^{3+} и Fe^{2+} , Mn и Fe^{2+} обусловлены совместным вхождением этих элементов в биотит и магнетит.

Содержания редких элементов и их средние значения приведены в табл. 19 и 20. Они характеризуются высокими дисперсиями и широкими вариациями (табл. 20). Значимые положительные связи имеет Ti с Ni, V и Sc (табл. 21), что указывает на их пропорциональное вхождение в магнетит и биотит. Be положительно связан с Zr, La - со Sc и Y, отрицательно с Be.

Граниты (γ_2^w) характеризуются небольшими колебаниями содержания SiO_2 , не пересыщены Al , количество K_2O и Na_2O приблизительно одинаковое (табл. 22, рис. 30), отношение Na/K равно 1.57. Дисперсия содержаний петрогенных окислов обычно меньше, чем в γ_1^w (табл. 17, рис. 29), за исключением Mn , Mg , CO_2 и H_2O . Меньше вариации Fe^{2+} обуславливают и более выдержанные значения F (60–80%). Из 91 парного коэффициента корреляции значимыми оказались 29 (табл. 23). В отличие от γ_1^w устанавливается положительная связь Si с Ti и Fe^{3+} и отрицательная с Ca и Mg , исчезает связь Na и Si . Калий и Ca положительно связаны с Al ; связь Ca с Al обусловлена их совместным вхождением в плагиоклаз. Устойчивая положительная связь выявлена для Fe^{2+} и Mg . Содержание редких элементов (табл. 19) варьируют в широких пределах. Ti положительно связан с Ba , V , La и Cu , Ba с Pb (табл. 24), что определяется их совместным вхождением в калиевой полевой шпат, который является носителем этих элементов. Y положительно связан со Sn (последний отсутствовал в γ_1^w), Be , Zr ; Be с Nb .

Пегматоидные граниты γ_3^w по составу близки к γ_2^w , но в них фиксируется уже преобладание K_2O над Na_2O (табл. 25); отношение Na/K равно в среднем 1.32 (ат. кол.); характерны низкие содержания Fe^{3+} , вследствие чего падает величина f_0 ; содержания щелочей в отличие от γ_2^w варьируют более значительно (табл. 17). Это связано с неравномерным проявлением позднего калиполевошпатового порфиробластеза. В целом по значениям ν эта группа занимает промежуточное положение между γ_1^w и γ_2^w (рис. 29). По корреляционным связям γ_3^w близки к γ_2^w (табл. 26).

Сопоставление средних химических составов групп гранитоидов шатпутского типа показывает достаточно четко, что от γ_1^w к γ_2^w и γ_3^w происходит значимое уменьшение содержания Si , возрастание K и Ca , количество Al уменьшается от γ_1^w к γ_2^w (рис. 30, табл. 17). Для остальных элементов намечаются лишь тенденции изменения содержаний: уменьшается количество Na , Fe^{2+} и Fe^{3+} , а также редких элементов группы Fe : Ni , Cr , V , Sc и Zr , увеличивается Nb (табл. 19). Изменение содержаний петрогенных элементов обуславливает закономерное изменение различных параметров состава. Так, величина отношения $\frac{\text{Na}}{\text{Al}-\text{K}}$ меняется в целом для групп в одних пределах, но максимальное число образцов γ_1^w (14 из 17) приходится на интервал 0.7–0.9, а для γ_2^w на интервал 0.6–0.8; отсюда для γ_1^w получается более высокое среднее значение этой величины

Таблица 22

Химические составы гранитов $\gamma_2^{\text{Ш}}$ (в вес.%) и некоторые параметры

| | 670/2 | 657/25 | 57/10 | 673/1 | 675/д | 675/11 | -358а | 658/26 | 119 | 677/1 | 106 | | 115 | 74/2 | 58/3 | 690/5 | 690/3 | 675/10 | 690/3 | 690/2 | 108 | 62/3 | 690/3 | 677/1 | |
|--------------------------------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|--|--------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 69.30 | 69.67 | 69.70 | 69.91 | 70.00 | 70.61 | 70.38 | 70.94 | 71.0 | 71.31 | 71.45 | | 72.08 | 72.25 | 72.32 | 72.60 | 72.64 | 72.80 | 73.43 | 73.62 | 73.80 | 74.04 | 74.13 | 74.81 | 74.81 |
| TiO ₂ | 0.55 | 0.45 | 0.68 | 0.30 | 0.35 | 0.28 | 0.30 | 0.47 | 0.28 | 0.21 | 0.26 | | 0.21 | 0.24 | 0.16 | 0.24 | 0.26 | 0.37 | 0.26 | 0.22 | 0.36 | 0.06 | 0.15 | 0.20 | 0.20 |
| Al ₂ O ₃ | 14.21 | 16.21 | 14.14 | 14.62 | 16.56 | 16.18 | 16.20 | 15.40 | 14.52 | 14.72 | 14.52 | | 14.07 | 15.08 | 14.28 | 15.28 | 15.28 | 15.69 | 13.99 | 14.18 | 13.00 | 13.31 | 13.20 | 13.99 | 13.99 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.72 | 0.74 | 0.17 | 0.93 | 0.82 | 0.72 | 0.35 | 1.28 | 1.09 | 0.80 | 0.20 | | 0.88 | 0.46 | 0.12 | 0.15 | 0.63 | 0.25 | 0.55 | 0.46 | 0.68 | 0.12 | 0.68 | 0.01 | 0.01 |
| FeO | 2.12 | 1.08 | 3.17 | 1.42 | 1.00 | 0.90 | 1.55 | 1.40 | 1.72 | 1.08 | 1.94 | | 1.26 | 0.82 | 1.18 | 0.64 | 0.72 | 0.93 | 0.64 | 1.00 | 1.04 | 1.57 | 0.68 | 0.40 | 0.40 |
| MnO | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.00 | 0.02 | 0.05 | 0.05 | 0.01 | 0.05 | | 0.06 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| MgO | 1.21 | 0.90 | 0.84 | 0.52 | 0.60 | 0.50 | 0.50 | 0.60 | 0.50 | 0.52 | 0.60 | | 0.60 | 0.10 | 0.53 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.10 | 0.20 | 0.26 | 0.26 | 0.35 | 0.10 | 0.10 |
| CaO | 2.41 | 2.41 | 1.81 | 2.08 | 2.55 | 1.96 | 1.84 | 1.84 | 1.97 | 2.08 | 2.03 | | 1.89 | 1.72 | 1.93 | 1.82 | 1.54 | 2.10 | 1.54 | 1.68 | 1.32 | 1.19 | 1.35 | 1.40 | 1.40 |
| Na ₂ O | 4.20 | 4.00 | 3.04 | 3.85 | 4.60 | 4.60 | 5.00 | 3.40 | 4.85 | 1.16 | 4.57 | | 4.47 | 4.70 | 3.32 | 5.00 | 4.50 | 4.20 | 4.20 | 4.20 | 4.28 | 4.00 | 3.89 | 4.00 | 4.00 |
| K ₂ O | 2.28 | 3.26 | 5.92 | 5.20 | 3.16 | 3.80 | 3.40 | 3.62 | 3.84 | 7.20 | 4.21 | | 4.42 | 3.70 | 5.24 | 4.00 | 4.10 | 3.90 | 4.50 | 4.00 | 4.84 | 4.56 | 4.57 | 4.40 | 4.40 |
| P ₂ O ₅ | 0.15 | 0.11 | 0.14 | 0.10 | 0.10 | 0.07 | 0.06 | 0.17 | 0.03 | 0.07 | 0.02 | | 0.02 | 0.06 | 0.06 | 0.05 | 0.03 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.14 | 0.06 | 0.03 | 0.01 | 0.01 |
| CO ₂ | 0.13 | 0.28 | 0.13 | 0.18 | 0.04 | 0.04 | 0.32 | 0.20 | 0.22 | 0.18 | 0.08 | | 0.22 | 0.04 | 0.22 | 0.17 | 0.12 | 0.04 | 0.08 | 0.08 | 0.22 | 0.46 | 0.13 | 0.12 | 0.12 |
| S | | | 0.03 | 0.00 | | 0.00 | | | | 0.00 | | | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.00 |
| H ₂ O | 0.30 | 0.09 | 0.04 | 0.11 | 0.00 | 0.00 | 0.13 | 0.10 | 0.00 | 0.08 | 0.00 | | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| П.л.п. | 1.50 | 0.82 | 0.21 | 0.39 | 0.53 | 0.30 | 0.38 | 0.42 | 0.46 | 0.44 | 0.22 | | 0.38 | 1.17 | 0.35 | 0.23 | 0.25 | 0.20 | 0.35 | 0.34 | 0.47 | 0.48 | 0.43 | 0.42 | 0.42 |
| Сумма | 99.66 | 99.67 | 100.25 | 99.50 | 99.85 | 99.92 | 99.98 | 99.59 | 100.31 | 99.72 | 100.07 | | 100.16 | 100.32 | 99.63 | 100.21 | 100.15 | 100.69 | 99.61 | 99.97 | 100.21 | 99.84 | 99.50 | 99.74 | 99.74 |
| F | 62.96 | 52.17 | 68.66 | 70.45 | 61.54 | 74.07 | 69.23 | 68.63 | 74.51 | 65.79 | 64.44 | | 65.22 | 85.00 | 58.06 | 68.75 | 78.26 | 75.00 | 84.21 | 80.00 | 78.57 | 79.31 | 69.23 | 66.66 | 66.66 |
| f ₀ | 43.14 | 37.50 | 4.35 | 38.71 | 41.60 | 40.00 | 18.52 | 45.71 | 36.84 | 40.00 | 6.90 | | 40.00 | 35.29 | 5.56 | 22.22 | 44.44 | 20.00 | 43.75 | 30.00 | 36.36 | 4.35 | 44.44 | 0.00 | 0.00 |
| Al | 8 | 33 | -11 | -24 | 18 | 20 | 18 | 50 | -23 | 23 | -27 | | -23 | 6 | -8 | -10 | 10 | 14 | -14 | -2 | -33 | -9 | -13 | 0 | 0 |
| $\frac{Na}{Al-K}$ | 0.59 | 0.52 | 0.65 | 0.70 | 0.57 | 0.62 | 0.66 | 0.49 | 0.77 | 0.27 | 0.76 | | 0.80 | 0.69 | 0.63 | 0.72 | 0.66 | 0.60 | 0.76 | 0.70 | 0.91 | 0.80 | 0.78 | 0.72 | 0.72 |
| $\frac{Na+K}{Al}$ | 0.66 | 0.63 | 0.81 | 0.82 | 0.66 | 0.72 | 0.74 | 0.62 | 0.83 | 0.66 | 0.83 | | 0.86 | 0.77 | 0.77 | 0.81 | 0.78 | 0.71 | 0.85 | 0.79 | 0.95 | 0.87 | 0.86 | 0.81 | 0.81 |
| $\frac{Na+K}{Na+K+Ca}$ | 0.81 | 0.82 | 0.88 | 0.86 | 0.82 | 0.87 | 0.88 | 0.85 | 0.87 | 0.83 | 0.86 | | 0.89 | 0.88 | 0.86 | 0.88 | 0.89 | 0.85 | 0.89 | 0.88 | 0.91 | 0.92 | 0.90 | 0.89 | 0.89 |
| $\frac{Ca}{Na+Ca}$ | 0.24 | 0.25 | 0.24 | 0.23 | 0.24 | 0.12 | 0.17 | 0.23 | 0.18 | 0.51 | 0.20 | | 0.17 | 0.16 | 0.25 | 0.16 | 0.16 | 0.22 | 0.17 | 0.18 | 0.14 | 0.14 | 0.16 | 0.16 | 0.16 |
| Na/K | 2.83 | 1.88 | 0.78 | 1.13 | 2.20 | 1.85 | 2.25 | 1.45 | 1.92 | 0.24 | 1.63 | | 1.53 | 1.94 | 0.96 | 1.92 | 1.65 | 1.66 | 1.42 | 1.62 | 1.34 | 1.34 | 1.30 | 1.38 | 1.38 |
| $\frac{K+Na}{Si}$ | 0.16 | 0.17 | 0.19 | 0.20 | 0.18 | 0.19 | 0.20 | 0.17 | 0.20 | 0.16 | 0.20 | | 0.20 | 0.19 | 0.18 | 0.20 | 0.19 | 0.18 | 0.18 | 0.18 | 0.21 | 0.18 | 0.19 | 0.18 | 0.18 |
| (K+Na) ^г | 7.1 | 8.0 | 10.0 | 10.1 | 8.5 | 9.2 | 9.2 | 7.7 | 9.6 | 9.2 | 9.7 | | 9.8 | 9.3 | 9.5 | 9.9 | 9.4 | 8.6 | 9.6 | 19.0 | 10.1 | 9.5 | 9.4 | 9.3 | 9.3 |

Таблица 23

Парные коэффициенты корреляции r между петрогенными элементами в гранитах $\gamma_2^{\text{ш}}$ ($n=24$)

| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | CO ₂ | H ₂ O | П.п.п. |
|--------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------|--------|---------------|--------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------------------|--------|
| SiO ₂ | +1.000 | | | | | | | | | | | | | |
| TiO ₂ | <u>+0.682</u> | +1.000 | | | | | | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | <u>-0.513</u> | +0.264 | +1.000 | | | | | | | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | <u>+0.505</u> | +0.342 | +0.099 | +1.000 | | | | | | | | | | |
| FeO | <u>-0.677</u> | <u>+0.616</u> | -0.105 | +0.140 | +1.000 | | | | | | | | | |
| MnO | <u>+0.348</u> | <u>+0.142</u> | -0.028 | <u>+0.425</u> | <u>+0.421</u> | +1.000 | | | | | | | | |
| MgO | <u>-0.736</u> | <u>+0.633</u> | +0.183 | <u>+0.557</u> | <u>+0.657</u> | +0.325 | +1.000 | | | | | | | |
| CaO | <u>-0.745</u> | <u>+0.495</u> | <u>+0.670</u> | <u>+0.420</u> | +0.273 | +0.165 | <u>+0.660</u> | +1.000 | | | | | | |
| Na ₂ O | +0.035 | -0.080 | +0.223 | -0.021 | -0.148 | +0.120 | -0.209 | -0.048 | +1.000 | | | | | |
| K ₂ O | +0.164 | -0.196 | <u>-0.411</u> | -0.330 | +0.111 | -0.064 | -0.190 | -0.290 | <u>-0.740</u> | +1.000 | | | | |
| P ₂ O ₅ | <u>+0.538</u> | <u>+0.753</u> | +0.108 | <u>+0.436</u> | <u>+0.449</u> | +0.030 | <u>+0.563</u> | +0.343 | -0.270 | -0.095 | +1.000 | | | |
| CO ₂ | +0.075 | -0.272 | +0.006 | -0.323 | -0.159 | -0.249 | -0.118 | -0.084 | +0.015 | +0.131 | -0.155 | +1.000 | | |
| H ₂ O | +0.103 | +0.286 | -0.087 | +0.289 | +0.104 | -0.169 | <u>+0.395</u> | +0.174 | -0.101 | -0.281 | +0.221 | -0.180 | +1.000 | |
| П.п.п. | -0.201 | +0.196 | -0.018 | <u>+0.469</u> | +0.015 | -0.067 | <u>+0.402</u> | +0.159 | +0.032 | <u>-0.458</u> | +0.333 | -0.210 | <u>+0.542</u> | +1,000 |

Таблица 24

Парные коэффициенты корреляции r между редкими элементами в гранитах γ_2^w ($n=13$)

| | TiO ₂ | MnO | Ba | Cr | V | Nb | Zr | Be | Sn | La | Y | Cu | Pb |
|------------------|------------------|--------|---------------|---------------|---------------|---------------|--------|---------------|---------------|---------------|--------|--------|--------|
| TiO ₂ | +1.000 | | | | | | | | | | | | |
| MnO | +0.434 | +1.000 | | | | | | | | | | | |
| Ba | <u>+0.664</u> | +0.153 | +1.000 | | | | | | | | | | |
| Cr | +0.318 | -0.228 | <u>+0.595</u> | +1.000 | | | | | | | | | |
| V | <u>+0.846</u> | +0.393 | <u>+0.629</u> | +0.390 | +1.000 | | | | | | | | |
| Nb | -0.349 | +0.515 | -0.334 | -0.338 | -0.393 | +1.000 | | | | | | | |
| Zr | +0.389 | +0.822 | +0.050 | -0.315 | +0.155 | +0.394 | +1.000 | | | | | | |
| Be | -0.276 | +0.227 | +0.259 | +0.236 | -0.113 | <u>+0.564</u> | +0.062 | +1.000 | | | | | |
| Sn | -0.460 | +0.394 | -0.414 | -0.351 | -0.535 | <u>+0.982</u> | +0.303 | +0.523 | +1.000 | | | | |
| La | <u>+0.781</u> | +0.318 | <u>+0.758</u> | +0.480 | <u>+0.597</u> | -0.159 | +0.305 | +0.142 | -0.247 | +1.000 | | | |
| Y | -0.415 | +0.429 | -0.356 | -0.306 | -0.478 | <u>+0.991</u> | +0.341 | <u>+0.573</u> | <u>+0.994</u> | -0.183 | +1.000 | | |
| Cu | <u>+0.600</u> | +0.090 | +0.506 | <u>+0.605</u> | +0.513 | -0.072 | -0.034 | +0.104 | -0.141 | <u>+0.793</u> | -0.083 | +1.000 | |
| Pb | +0.169 | +0.001 | +0.718 | +0.393 | +0.249 | +0.006 | +0.199 | +0.449 | -0.029 | +0.470 | +0.022 | +0.354 | +1.000 |

Химические составы пегматоидных гранитов $\gamma_3^{\text{ш}}$ (в вес.%) и некоторые параметры

| | 357/8 | 64/2 | 58/2 | 62/4 | 671/1 | 57/9 | S-354 | 62/4 | S-353в | S-355а |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|
| SiO ₂ | 60.66 | 69.48 | 70.50 | 71.28 | 71.86 | 72.30 | 72.50 | 73.04 | 74.49 | 75.85 |
| TiO ₂ | 0.16 | 0.16 | 0.08 | 0.13 | 0.14 | 0.15 | 0.12 | 0.16 | 0.17 | 0.05 |
| Al ₂ O ₃ | 15.65 | 14.91 | 15.11 | 14.01 | 15.20 | 13.94 | 15.00 | 14.18 | 14.29 | 14.19 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.15 | 0.20 | 0.04 | 0.12 | 0.21 | 0.07 | 0.01 | 0.06 | 0.17 | 0.01 |
| FeO | 1.48 | 2.01 | 0.83 | 1.79 | 0.65 | 0.68 | 0.83 | 0.70 | 1.26 | 0.18 |
| MnO | 0.06 | 0.03 | 0.01 | 0.04 | 0.04 | 0.11 | 0.04 | 0.00 | 0.04 | 0.01 |
| MgO | 2.65 | 0.53 | 0.32 | 1.35 | 0.31 | 0.10 | 0.41 | 0.70 | 0.41 | 0.20 |
| CaO | 7.75 | 1.67 | 1.28 | 2.80 | 0.28 | 1.48 | 0.56 | 2.94 | 0.42 | 2.13 |
| Na ₂ O | 4.00 | 5.10 | 2.04 | 5.36 | 2.00 | 2.92 | 3.40 | 5.00 | 2.20 | 4.80 |
| K ₂ O | 6.00 | 4.68 | 9.20 | 2.36 | 9.32 | 7.28 | 7.00 | 2.40 | 6.28 | 1.60 |
| P ₂ O ₅ | 0.40 | 0.08 | 0.01 | 0.08 | 0.00 | 0.03 | 0.05 | 0.07 | 0.12 | 0.06 |
| CO ₂ | 0.48 | 0.15 | 0.12 | 0.35 | 0.00 | 0.08 | 0.0 | 0.26 | 0.08 | 0.24 |

| | | | | | | | | | | |
|------------------------|---------|-------|-------|--------|---------|-------|---------|-------|---------|-------|
| S | He опр. | 0.05 | 0.01 | 0.08 | He опр. | 0.00 | He опр. | 0.00 | He опр. | |
| H ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| П.п.п. | 1.50 | 0.40 | 0.38 | 0.54 | 0.42 | 0.60 | 0.35 | 0.44 | 0.40 | 0.50 |
| Сумма | 100.48 | 99.52 | 99.90 | 100.13 | 100.43 | 99.73 | 100.27 | 99.69 | 100.25 | 99.58 |
| F | 25.56 | 66.67 | 57.89 | 43.33 | 61.11 | 73.00 | 52.38 | 40.74 | 66.67 | 38.00 |
| f ₀ | 8.70 | 7.69 | 0.0 | 3.85 | 18.18 | 9.09 | 0.00 | 9.09 | 10.00 | 0.00 |
| Al ⁱ | -227 | -32 | -12 | -47 | 26 | -32 | 16 | 13 | 62 | 14 |
| Na/Al-K | 0.73 | 0.85 | 0.66 | 0.76 | 0.64 | 0.79 | 0.75 | 0.71 | 0.48 | 0.63 |
| Na+K/Al | 0.84 | 0.90 | 0.88 | 0.81 | 0.88 | 0.91 | 0.88 | 0.76 | 0.58 | 0.67 |
| $\frac{Na+K}{Na+K+Ca}$ | 0.66 | 0.90 | 0.92 | 0.82 | 0.98 | 0.90 | 0.96 | 0.80 | 0.97 | 0.83 |
| $\frac{Ca}{Na+Ca}$ | 0.51 | 0.15 | 0.26 | 0.22 | 0.07 | 0.22 | 0.08 | 0.25 | 0.09 | 0.20 |
| Na/K | 1.02 | 1.64 | 0.34 | 0.28 | 0.32 | 0.61 | 0.74 | 3.24 | 0.52 | 4.53 |
| $\frac{K+Na}{Si}$ | 0.25 | 0.23 | 0.22 | 0.19 | 0.22 | 0.21 | 0.22 | 0.17 | 0.16 | 0.15 |
| (K+Na) ⁱ | 11.3 | 11.0 | 12.8 | 8.4 | 12.8 | 11.5 | 11.6 | 8.1 | 9.3 | 6.9 |

Таблица 26

Парные коэффициенты корреляции r между петрогенными элементами в пегматоидных гранитах γ_3^w ($n = 10$)

| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | CO ₂ | H ₂ O | П.п.п. | |
|--------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------|--------|---------------|---------------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------------------|--------|--|
| SiO ₂ | +1.000 | | | | | | | | | | | | | | |
| TiO ₂ | -0.345 | +1.000 | | | | | | | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | <u>-0.702</u> | +0.052 | +1.000 | | | | | | | | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | -0.352 | <u>+0.658</u> | +0.297 | +1.000 | | | | | | | | | | | |
| FeO | -0.511 | <u>+0.550</u> | +0.182 | <u>+0.610</u> | +1.000 | | | | | | | | | | |
| MnO | -0.265 | +0.417 | -0.001 | +0.187 | +0.117 | +1.000 | | | | | | | | | |
| MgO | <u>-0.857</u> | +0.324 | +0.427 | +0.270 | +0.517 | +0.118 | +1.000 | | | | | | | | |
| CaO | <u>-0.812</u> | +0.179 | +0.326 | +0.070 | +0.296 | +0.111 | <u>+0.917</u> | +1.000 | | | | | | | |
| Na ₂ O | -0.081 | -0.009 | -0.309 | -0.113 | +0.341 | -0.253 | +0.339 | +0.428 | +1.000 | | | | | | |
| K ₂ O | -0.208 | +0.114 | <u>+0.559</u> | +0.218 | -0.109 | +0.344 | -0.187 | -0.301 | <u>-0.894</u> | +1.000 | | | | | |
| P ₂ O ₅ | <u>-0.392</u> | +0.262 | <u>+0.581</u> | +0.218 | +0.282 | +0.244 | <u>+0.886</u> | <u>+0.907</u> | +0.095 | +0.032 | +1.000 | | | | |
| CO ₂ | <u>-0.923</u> | +0.308 | <u>+0.591</u> | +0.324 | +0.452 | +0.191 | <u>+0.882</u> | <u>+0.902</u> | +0.247 | -0.049 | <u>+0.958</u> | +1.000 | | | |
| H ₂ O | +0.305 | -0.054 | <u>-0.713</u> | -0.166 | +0.057 | +0.010 | -0.167 | +0.035 | <u>+0.747</u> | <u>-0.737</u> | -0.326 | -0.182 | +1.000 | | |
| П.п.п. | <u>-0.854</u> | +0.240 | +0.433 | +0.184 | +0.239 | +0.367 | <u>+0.881</u> | <u>+0.929</u> | +0.147 | -0.034 | <u>+0.973</u> | <u>+0.924</u> | -0.176 | +1.000 | |

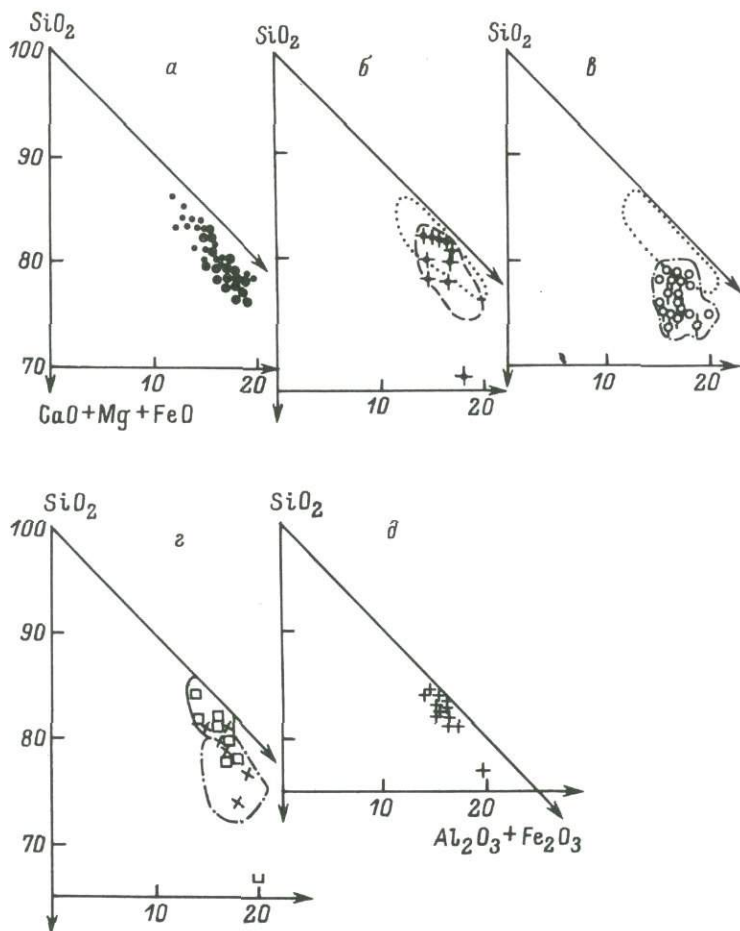


Рис. 31. Диаграмма $\text{SiO}_2 + (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) + (\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO})$ (в вес.%) для гранитоидов. Обозначения те же, что и на рис. 28.

а - $\gamma_1^{\text{ш}}$ и $\gamma_2^{\text{ш}}$; б - $\gamma_3^{\text{ш}}$ (пунктирный контур дан для поля $\gamma_1^{\text{ш}}$, прерывистый - для $\gamma_2^{\text{ш}}$); в - $\gamma_1^{\text{д}}$ (точечный контур - для $\gamma_1^{\text{ш}}$); г - $\gamma_2^{\text{д}}$ (1) и $\gamma_2^{\text{д}}$ (2) (тонкая линия - контур $\gamma_2^{\text{д}}$ (3), штрих-пунктирная - $\gamma_1^{\text{д}}$); д - $\gamma_2^{\text{д}}$ (3).

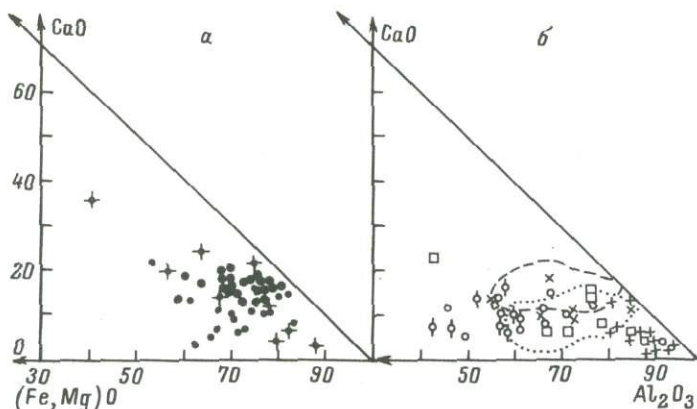


Рис. 32. Диаграмма $\text{CaO} - (\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (в мол.%) для гранитоидов шатпутского (а) и джаланского (б) типов.

Обозначения те же, что на рис. 28. Точками оконтурено поле γ_1^w , штрихами - γ_2^w .

(табл. 16, 22, 17), чем для γ_2^w (0.76 против 0.66). Отношение $\frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na}}$ возрастает от γ_1^w , к γ_2^w и γ_3^w , максимум образцов в группах приходится соответственно на интервалы 0.6-0.12, 0.12-0.18 и 0.18-0.24 (табл. 16, 22, 25). Максимум значений $\frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Si}}$ смещается в рассматриваемом ряду с 0.13-0.19 к 0.16-0.22 и 0.19-0.22. Характерно и возрастание индекса щелочности пород (табл. 17). γ_3^w характеризуются меньшей окисленностью, чем γ_2^w , при вариациях F в тех же пределах. На диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO})$, предложенной Д.С. Коржинским (1977), поля точек составов гранито-гнейсов смещены по отношению к гранитам в сторону SiO_2 при одинаковом отношении сильных оснований к слабым (рис. 31). Поле составов пегматоидных гранитов несколько смещено к стороне $\text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$: если составы пород отвечают эвтектическим, то с повышением щелочности расплавов и флюидов состав эвтектики смещается в сторону менее сильных оснований. На рис. 34, построенном в координатах $\text{CaO} - (\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$, поле точек γ_2^w смещено по отношению к γ_1^w в сторону обогащения CaO при одинаковых вариациях соотношений Al_2O_3 и $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$. Точки γ_3^w ложатся не компактно, перекрываясь с полями составов γ_1^w , γ_2^w , и выходят за их пределы. На диаграмме $\text{Qu} - \text{Fsp} - \text{mt}$ (рис. 33) также намечается смещение полей составов

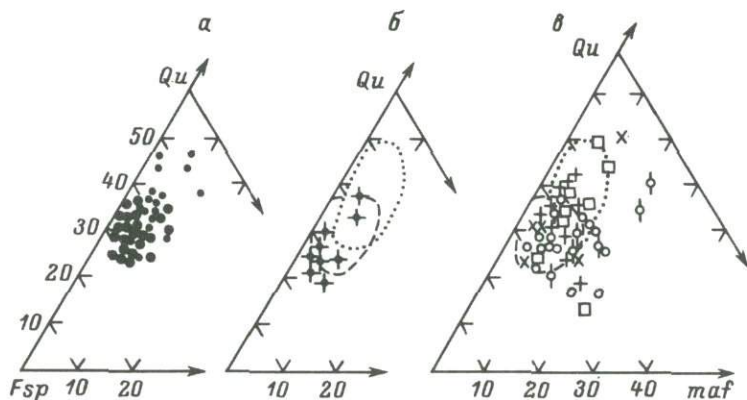


Рис. 33. Диаграмма Qu - Fsp - maf (в вес.%) для гранитоидов.

Обозначения те же, что на рис. 28. а - γ_1^w и γ_2^w , б - γ_3^w , в - γ_1^d и γ_2^d ; точками околтурено поле, γ_1^w , штрихами - γ_2^w .

γ_2^w и γ_3^w относительно γ_1^w , последние располагаются ближе к вершине Qu и дают большой разброс.

Как следует из приведенного материала, описанные выше изменения содержаний элементов в породах серии шатпутского типа в ряде случаев только намечаются и являются незначимыми (при уровне достоверности 0.05, рис. 30, 34). Это может свидетельствовать о родственности γ_1^w и γ_2^w , близости условий их формирования. Действительно, γ_2^w являются параавтохтонными, часто расположенными в поле гранито-гнейсов γ_1^w , давая к ним постепенные переходы. Значимыми являются только отличия по содержанию Si, Al, Ca и K. При переходе от γ_2^w к γ_3^w нет различий в содержаниях этих элементов, но появляются различия в содержаниях Ti и Fe³⁺. По редким элементам вообще нет значимых различий между сравниваемыми группами. В то же время по ряду параметров состава при переходе от γ_1^w к γ_2^w различия часто оказываются значимыми (рис. 34, табл. 27, 28). При переходе от γ_2^w к γ_3^w часто сохраняется та же направленность изменения средних параметров, что и на стадии $\gamma_1^w \rightarrow \gamma_2^w$.

Джаланский тип гранитообразования характеризуется сменой во времени плагиогранито-гнейсов γ_1^d щелочными гранитами γ_2^d . γ_1^d имеют плагиогранитный состав

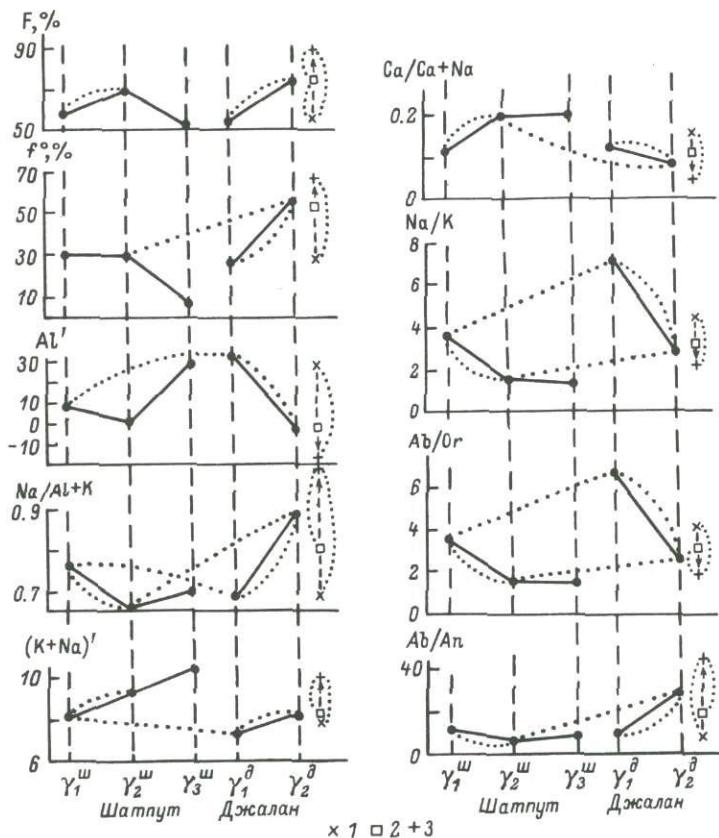


Рис. 34. Средние параметры составов гранитоидов шатпутского и джаланского типов. Точками соединены значения, различающиеся с вероятностью 95%.

$$1 - \gamma_{2(1)}^{\text{Д}}, 2 - \gamma_{2(2)}^{\text{Д}}, 3 - \gamma_{2(3)}^{\text{Д}}.$$

с преобладанием Na_2O над K_2O (рис. 30), пересыщены Al , характеризуются варьирующей железистостью (табл. 29). Обе разновидности ($\gamma_{1(1)}^{\text{Д}}$ и $\gamma_{1(2)}^{\text{Д}}$) близки по составу; значимыми являются только различия в содержании Mg (рис. 30), более высоком в жердитсодержащих разновидностях. Намечается тенденция увеличения в них Al , уменьшения F , индекса щелочности, $\frac{\text{Na}}{\text{Al}-\text{K}}$. Очень характерны одинаковые значения U для большинства элементов, кроме Ca и Mn (табл. 30). Из 91 парного коэффициента корреляции значимыми (95%-я зона значимости)

Таблица 27

Средние содержания нормативных полевых шпатов и кварца (в вес.%) и полевошпатовые отношения в гранитоидах

| Группа пород | n | Or | Ab | An | Qu | Or | Ab | Qu | Ab/Or | Ab/An |
|----------------------------|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|
| $\gamma_1^{\text{ш}}$ | 17 | 17.71 | 41.24 | 41.02 | 37.04 | 18.45 | 42.93 | 38.62 | 3.65 | 12.42 |
| $\gamma_2^{\text{ш}}$ | 23 | 26.44 | 36.47 | 8.18 | 28.96 | 28.73 | 39.72 | 31.55 | 1.50 | 5.27 |
| $\gamma_3^{\text{ш}}$ | 10 | 35.80 | 33.84 | 5.51 | 24.77 | 37.48 | 36.30 | 26.22 | 1.53 | 8.18 |
| $\gamma_1^{\text{д}}$ | 20 | 8.83 | 52.98 | 7.40 | 30.79 | 9.56 | 57.22 | 33.22 | 6.74 | 9.26 |
| $\gamma_2^{\text{д}}$ | 26 | 20.39 | 42.75 | 3.25 | 33.60 | 20.93 | 44.43 | 34.64 | 2.54 | > 27.77 |
| $\gamma_{2(1)}^{\text{д}}$ | 6 | 12.26 | 48.08 | 7.11 | 32.55 | 13.22 | 51.83 | 34.95 | 4.03 | 7.40 |
| $\gamma_{2(2)}^{\text{д}}$ | 8 | 18.88 | 42.57 | 4.34 | 34.20 | 19.72 | 44.88 | 35.40 | 2.78 | 18.22 |
| $\gamma_{2(3)}^{\text{д}}$ | 12 | 25.47 | 40.21 | 0.59 | 33.73 | 25.59 | 40.45 | 33.96 | 1.64 | > 44.32 |

Таблица 28

Значения непараметрического критерия X для гранитоидов

| Группы пород | n | Табличные X | | X | | | | | | | | |
|-------------------|----|-------------|------|--------------|--------------|-------------|-------------------|--------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | | 95% | 99% | F | f_0 | Al' | $\frac{Na}{Al-K}$ | $\frac{Ca}{Ca+Na}$ | Na/K | (K+Na)' | Ab/Or | Ab/An |
| γ_1^w | 17 | 5.62 | 7.33 | <u>7.89</u> | 1.95 | 2.33 | <u>7.58</u> | <u>10.50</u> | <u>5.74</u> | <u>9.33</u> | <u>6.37</u> | <u>9.22</u> |
| γ_2^w | 22 | | | | | | | | | | | |
| γ_1^d | 20 | 6.10 | 7.98 | <u>12.58</u> | <u>12.47</u> | <u>9.99</u> | <u>10.15</u> | <u>7.20</u> | <u>14.95</u> | <u>10.37</u> | <u>15.06</u> | <u>8.71</u> |
| γ_2^d | 25 | | | | | | | | | | | |
| γ_1^w | 17 | 5.48 | 7.15 | 1.73 | 5.32 | <u>9.10</u> | <u>6.49</u> | 0.55 | <u>6.61</u> | <u>5.77</u> | <u>7.73</u> | <u>3.82</u> |
| γ_1^d | 20 | | | | | | | | | | | |
| γ_2^w | 22 | 6.27 | 8.21 | 4.15 | <u>12.39</u> | 0.87 | <u>11.93</u> | <u>13.30</u> | <u>11.34</u> | 2.19 | <u>8.97</u> | <u>14.20</u> |
| γ_2^d | 25 | | | | | | | | | | | |
| $\gamma_{2(1)}^d$ | 6 | 3.06 | 3.76 | <u>4.4</u> | 2.63 | 1.97 | 1.56 | 2.32 | 2.28 | 0.53 | 2.06 | 0.53 |
| $\gamma_{2(2)}^d$ | 8 | | | | | | | | | | | |
| $\gamma_{2(2)}^d$ | 8 | 3.78 | 4.85 | <u>5.16</u> | 2.82 | 1.78 | <u>5.93</u> | <u>4.98</u> | 2.42 | 3.56 | <u>5.95</u> | <u>5.23</u> |
| $\gamma_{2(3)}^d$ | 12 | | | | | | | | | | | |
| $\gamma_{2(1)}^d$ | 6 | 3.36 | 4.23 | <u>5.57</u> | <u>3.55</u> | <u>3.33</u> | <u>5.57</u> | <u>5.57</u> | <u>4.86</u> | <u>5.14</u> | <u>5.57</u> | <u>4.49</u> |
| $\gamma_{2(3)}^d$ | 11 | | | | | | | | | | | |

Примечание. Здесь и в табл. 45, 55, 57, 60, 62, 64 подчеркнуты прямой чертой значения X (Ван дер Варден, 1960) для групп пород, средние величины которых отличаются с 95 и 99%-й вероятностью, волнистой - приближающиеся к 95%-й.

ментами, формирующими плагиоклаз, но ни один из них не связан с Si. В группе мафических элементов Mg положительно связан с Fe³⁺, Fe²⁺ и Mn.

Редкие элементы дают широкие вариации, что отражается в больших дисперсиях и коэффициентах вариаций (табл. 19, 20). Характерны очень низкие содержания Lα, Y, Bα (отсутствует калиевый полевой шпат). В табл. 32 приведены парные коэффициенты корреляции для редких элементов. Устанавливаются значимые положительные связи между элементами группы Fe: Ni и Co, Cr и Co, Ni и Cr, V и Mn, V и Co, V и Cr, а также Bα с Ni, Cr, V; Be с Co, Ni, Nb; Y с Co, V, Nb, Sc, Be; Cu с V. Это обусловлено совместным вхождением данных элементов в биотит, который является их единственным носителем, так как магнетит, содержащий некоторые из указанных элементов, присутствует в очень незначительных количествах.

От гранито-гнейсов шатпутского типа ($\gamma_1^{\text{ш}}$) разновозрастные с ними плагиогранито-гнейсы отличаются меньшими содержаниями Si и K, большими Ti, Al, Fe, Mg, Na (рис. 30) и соответствующими параметрами $\frac{\text{Na}}{\text{Al}-\text{K}}$, Al', Na/K, (K+Na)' (рис. 34, табл. 28). На диаграмме SiO₂-(Al₂O₃+Fe₂O₃)-(CaO+MgO+FeO+MnO) точки составов плагиогранито-гнейсов смещены относительно гранито-гнейсов вниз (от вершины Si) и вправо (к Al₂O₃+Fe₂O₃) (рис. 31), а на диаграмме CaO-Al₂O₃-(Fe, Mg)O при одинаковом содержании CaO они дают вытянутое поле, параллельное стороне (Fe, Mg)O-Al₂O₃ и характеризуются более высокими содержаниями (Fe, Mg)O (рис. 32).

В комплексе щелочных гранитоидов в ряду последовательно возникающих разновидностей изменения состава и значений рассчитанных параметров оказываются более четкими, особенно при переходе к собственно щелочным разновидностям* (табл. 33). По значениям средних (табл. 30) и из рис. 30 видно, что от $\gamma_{2(1)}^{\text{А}}$ к $\gamma_{2(3)}^{\text{А}}$ происходит значимое уменьшение содержаний Al, Fe²⁺, Mg, Ca, возрастание K, Fe. Наиболее ранняя разновидность этой группы $\gamma_{2(1)}^{\text{А}}$ довольно близка к $\gamma_1^{\text{А}}$, отличаться от нее уменьшением содержаний Fe, Mg и возрастанием K, v для каждого элемента близки в $\gamma_{2(1)}^{\text{А}}$, $\gamma_{2(2)}^{\text{А}}$ и $\gamma_{2(3)}^{\text{А}}$. Процент значимых связей парной корреляции возрастает - из 91 значения r 43 - значимые (табл. 34). Si дает значимые отрицательные связи со всеми петрогенными элементами, кроме K, причем они имеют более высокие абсолютные значения по сравнению с плагиогранито-гнейсами. K характеризуется отрицательной связью с Na (на пределе 95%-й зоны значимости).

Химические составы плагиогранито-гнейсов $\mathcal{J}_{1(2)}^A$ (в вес.%)

| | Биотитовые плагиогранито-гнейсы $\mathcal{J}_{1(1)}^A$ | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|---------|---------|--------|-------|
| | 647/5 | 94/29 | 94/15 | 95/26 | 95/1 | S-382 | S-380б | 511 | 25/2 | 14/44 | 46/9 | 25/9 |
| SiO ₂ | 68.40 | 68.60 | 68.75 | 70.05 | 70.07 | 71.30 | 71.46 | 71.50 | 71.60 | 72.40 | 72.84 | 76.20 |
| TiO ₂ | 0.84 | 0.45 | 0.45 | 0.25 | 0.25 | 0.32 | 0.65 | 0.45 | 0.70 | 0.63 | 0.47 | 0.30 |
| Al ₂ O ₃ | 16.93 | 13.64 | 14.94 | 14.94 | 13.50 | 14.20 | 16.01 | 14.22 | 14.88 | 13.95 | 15.43 | 12.88 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.45 | 1.50 | 1.02 | 0.68 | 0.28 | 0.15 | 0.46 | 1.79 | 0.45 | 0.44 | 0.49 | 1.22 |
| FeO | 1.66 | 4.82 | 3.06 | 3.38 | 4.00 | 3.25 | 1.00 | 2.12 | 1.18 | 2.56 | 1.76 | 0.32 |
| MnO | 0.04 | 0.10 | 0.06 | 0.07 | 0.09 | 0.00 | 0.05 | 0.06 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 0.00 |
| MgO | 1.12 | 2.62 | 1.52 | 1.56 | 2.56 | 1.50 | 0.40 | 1.52 | 1.00 | 1.55 | 1.24 | 0.18 |
| CaO | 2.13 | 0.75 | 1.93 | 1.95 | 1.95 | 1.40 | 1.42 | 0.75 | 1.09 | 0.85 | 1.37 | 0.27 |
| Na ₂ O | 6.36 | 5.00 | 5.33 | 6.00 | 3.93 | 5.80 | 6.00 | 5.60 | 6.56 | 6.06 | 6.05 | 5.76 |
| K ₂ O | 1.00 | 1.60 | 2.08 | 1.04 | 2.23 | 0.80 | 1.60 | 1.20 | 1.60 | 1.39 | 0.86 | 1.40 |
| P ₂ O ₅ | | 0.09 | 0.14 | 0.12 | 0.13 | 0.16 | 0.06 | 0.14 | 0.12 | 0.11 | 0.10 | 0.09 |
| S | | | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | He опр. | He опр. | 0.00 | 0.04 |
| CO ₂ | | 0.13 | 0.17 | 0.06 | 0.36 | 0.05 | 0.24 | 0.13 | " " | " " | 0.17 | 0.04 |
| H ₂ O | 0.00 | 0.05 | 0.03 | 0.00 | 0.01 | 0.23 | 0.13 | 0.04 | 0.00 | 0.08 | 0.00 | 0.00 |
| П.п.п. | 0.50 | 0.61 | 0.54 | 0.07 | 0.50 | 0.65 | 0.58 | 0.56 | 0.40 | 0.26 | 0.51 | 0.82 |
| Сумма | 100.43 | 99.80 | 99.84 | 100.13 | 99.50 | 99.53 | 99.69 | 99.91 | 99.72 | 100.48 | 100.66 | 99.51 |
| F | 59.42 | 56.29 | 59.51 | 55.17 | 48.00 | 55.42 | 64.52 | 56.67 | 47.97 | 50.64 | 49.18 | 78.26 |
| f ₀ | 43.90 | 21.18 | 21.82 | 14.54 | 6.67 | 4.35 | 30.00 | 43.14 | 26.08 | 70.69 | 20.00 | 22.22 |
| Al' | 30 | 43 | 8 | 6 | 20 | 22 | 36 | 44 | 7 | 16 | 41 | 26 |
| $\frac{Na}{Al-K}$ | 0.66 | 0.69 | 0.69 | 0.72 | 0.58 | 0.72 | 0.69 | 0.71 | 0.81 | 0.76 | 0.67 | 0.84 |
| $\frac{Na+K}{Al}$ | 0.68 | 0.74 | 0.73 | 0.74 | 0.66 | 0.74 | 0.73 | 0.74 | 0.83 | 0.83 | 0.71 | 0.85 |
| $\frac{Na+K}{Na+K+Ca}$ | 0.86 | 0.93 | 0.86 | 0.86 | 0.83 | 0.89 | 0.90 | 0.94 | 0.94 | 0.94 | 0.90 | 0.98 |
| $\frac{Ca}{Ca+Na}$ | 0.16 | 0.08 | 0.17 | 0.15 | 0.22 | 0.12 | 0.11 | 0.07 | 0.08 | 0.07 | 0.11 | 0.03 |
| Na/K | 9.32 | 4.76 | 3.88 | 8.43 | 2.70 | 10.44 | 5.71 | 6.92 | 6.20 | 6.53 | 10.26 | 6.20 |
| $\frac{K+Na}{Si}$ | 0.20 | 0.17 | 0.19 | 0.19 | 0.15 | 0.17 | 0.19 | 0.17 | 0.20 | 0.19 | 0.18 | 0.17 |
| (K+Na)' | 8.0 | 7.2 | 8.1 | 7.6 | 6.7 | 7.2 | 8.4 | 7.4 | 9.1 | 8.1 | 7.4 | 7.9 |

Таблица 29 (продолжение)

| | Биотит-жедритовые плагиогранито-гнейсы | | | | | | | |
|--------------------------------|--|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | S-382и | 93/21-22 | S-382ж | S-383э | S-383 | S-383г | 94/1-2 | S-382г |
| SiO ₂ | 67.80 | 69.03 | 69.88 | 70.00 | 70.45 | 70.77 | 71.50 | 71.88 |
| TiO ₂ | 0.57 | 0.45 | 0.60 | 0.30 | 0.41 | 0.59 | 0.35 | 0.44 |
| Al ₂ O ₃ | 14.57 | 14.94 | 14.99 | 13.19 | 14.47 | 14.65 | 13.50 | 14.38 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.90 | 0.76 | 0.81 | 1.85 | 0.91 | 0.11 | 0.89 | 0.82 |
| FeO | 2.98 | 1.76 | 1.65 | 4.00 | 3.42 | 4.28 | 4.14 | 2.23 |
| MnO | 0.05 | 0.04 | 0.05 | 0.07 | 0.06 | 0.04 | 0.08 | 0.06 |
| MgO | 2.62 | 2.07 | 1.91 | 3.88 | 2.04 | 0.71 | 3.05 | 2.35 |
| CaO | 1.13 | 1.34 | 2.23 | 1.13 | 2.13 | 1.27 | 1.34 | 0.71 |
| Na ₂ O | 5.68 | 6.40 | 5.44 | 3.64 | 4.48 | 6.00 | 3.26 | 5.80 |
| K ₂ O | 0.60 | 1.60 | 1.20 | 1.00 | 1.40 | 1.10 | 0.80 | 1.00 |
| P ₂ O ₅ | 0.10 | 0.10 | 0.07 | 0.08 | 0.07 | 0.04 | 0.14 | 0.00 |
| CO ₂ | 0.40 | 0.34 | 0.28 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.17 | 0.04 |
| S | 0.00 | 0.03 | 0.00 | | | | 0.00 | |
| H ₂ O ⁻ | 0.00 | 0.06 | 0.00 | 0.06 | 0.00 | 0.20 | 0.10 | 0.04 |
| П.п.п. | 0.54 | 1.05 | 0.70 | 0.99 | 0.43 | 0.69 | 0.46 | 0.58 |
| Сумма | 99.54 | 99.67 | 99.53 | 100.13 | 100.27 | 100.25 | 99.53 | 100.25 |
| F | 54.16 | 40.00 | 40.74 | 44.88 | 53.15 | 78.20 | 47.26 | 41.00 |
| f ₀ | 46.15 | 26.47 | 30.30 | 29.11 | 20.34 | 1.63 | 17.39 | 24.39 |
| Al' | 50 | 5 | 12 | 78 | 32 | 25 | 93 | 46 |
| $\frac{Na}{Al-K}$ | 0.67 | 0.80 | 0.66 | 0.50 | 0.57 | 0.74 | 0.43 | 0.72 |
| $\frac{Na+K}{Al}$ | 0.68 | 0.82 | 0.69 | 0.54 | 0.62 | 0.76 | 0.47 | 0.74 |
| $\frac{Na+K}{Ca+Na+K}$ | 0.91 | 0.91 | 0.83 | 0.86 | 0.82 | 0.91 | 0.84 | 0.94 |
| $\frac{Ca}{Ca+Na}$ | 0.10 | 0.10 | 0.18 | 0.14 | 0.21 | 0.10 | 0.19 | 0.06 |
| Na/K | 15.25 | 6.06 | 6.77 | 5.36 | 4.83 | 8.08 | 5.83 | 8.54 |
| $\frac{K+Na}{Si}$ | 0.17 | 0.21 | 0.17 | 0.12 | 0.15 | 0.18 | 0.10 | 0.17 |
| (K+Na)' | 6.8 | 8.9 | 7.3 | 4.9 | 6.3 | 7.7 | 4.3 | 7.4 |

Таблица 30

Средние содержания окислов \bar{X} в гранитоидах джаланского типа
(в вес.%)

| | $\bar{X}_{1(1)}^A$ | | | | $\bar{X}_{1(2)}^A$ | | | |
|--------------------------------|--------------------|------|--------------------|-------|--------------------|------|--------------------|--------|
| | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | ν | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | ν |
| SiO ₂ | 71.10 | 2.18 | 1.23 | 3.07 | 70.17 | 1.32 | 0.91 | 1.88 |
| TiO ₂ | 0.48 | 0.19 | 0.11 | 39.58 | 0.46 | 0.11 | 0.08 | 23.91 |
| Al ₂ O ₃ | 14.63 | 1.14 | 0.64 | 7.79 | 14.34 | 0.65 | 0.45 | 4.53 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.83 | 0.55 | 0.31 | 66.27 | 1.13 | 0.86 | 0.60 | 76.11 |
| FeO | 2.42 | 1.33 | 0.75 | 54.96 | 3.06 | 1.07 | 0.74 | 34.97 |
| MnO | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 75.00 | 0.06 | 0.01 | 0.01 | 16.67 |
| MgO | 1.40 | 0.72 | 0.44 | 51.43 | 3.13 | 1.73 | 1.20 | 55.27 |
| CaO | 1.32 | 0.59 | 0.33 | 44.70 | 2.21 | 2.02 | 1.40 | 91.40 |
| Na ₂ O | 5.70 | 0.70 | 0.40 | 12.28 | 5.09 | 1.15 | 0.80 | 22.59 |
| K ₂ O | 1.40 | 0.45 | 0.25 | 32.14 | 1.09 | 0.33 | 0.22 | 30.28 |
| P ₂ O ₅ | 0.15 | 0.15 | 0.08 | 100.0 | 0.23 | 0.47 | 0.32 | 204.35 |
| CO ₂ | 0.12 | 0.11 | 0.06 | 91.67 | 0.17 | 0.15 | 0.10 | 88.24 |
| H ₂ O | 0.05 | 0.07 | 0.04 | 140.0 | 0.06 | 0.07 | 0.05 | 116.67 |
| П.п.п. | 0.50 | 0.19 | 0.11 | 38.00 | 0.68 | 0.23 | 0.16 | 33.82 |
| F | 56.67 | | | | 49.92 | | | |
| f ₀ | 27.04 | | | | 24.47 | | | |
| $\frac{Na}{Al-K}$ | 0.71 | | | | 0.63 | | | |
| $\frac{Na+K}{Al}$ | 0.74 | | | | 0.66 | | | |
| $\frac{Ca}{Ca+Na}$ | 0.11 | | | | 0.13 | | | |
| $\frac{Na+K}{Na+K+Ca}$ | 0.90 | | | | 0.87 | | | |
| Al' | 24 | | | | 43 | | | |
| Na / K | 6.77 | | | | 7.59 | | | |
| $\frac{K+Na}{Si}$ | 0.18 | | | | 0.15 | | | |
| (Na+K)' | 7.76 | | | | 6.70 | | | |
| n | 12 | | | | 8 | | | |

Таблица 30 (продолжение)

| | $f_{2(1)}^A$ | | | | $f_{2(2)}^A$ | | | |
|--------------------------------|--------------|------|--------------------|--------|--------------|------|--------------------|--------|
| | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | ν | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | ν |
| SiO ₂ | 71.94 | 3.12 | 2.50 | 4.34 | 71.53 | 4.91 | 3.40 | 6.86 |
| TiO ₂ | 0.34 | 0.15 | 0.12 | 44.12 | 0.45 | 1.92 | 0.20 | 426.67 |
| Al ₂ O ₃ | 14.99 | 0.88 | 0.70 | 5.87 | 12.64 | 1.92 | 1.33 | 15.19 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.73 | 0.49 | 0.39 | 67.12 | 2.20 | 0.74 | 0.51 | 33.64 |
| FeO | 1.45 | 1.10 | 0.88 | 75.86 | 1.94 | 1.26 | 0.87 | 64.95 |
| MnO | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 50.00 | 0.04 | 0.02 | 0.01 | 50.00 |
| MgO | 0.95 | 0.45 | 0.36 | 47.37 | 0.92 | 0.77 | 0.53 | 83.70 |
| CaO | 1.46 | 0.57 | 0.46 | 39.04 | 1.22 | 1.34 | 0.93 | 109.84 |
| Na ₂ O | 5.22 | 1.38 | 1.10 | 26.44 | 4.45 | 0.76 | 0.53 | 17.08 |
| K ₂ O | 1.92 | 0.27 | 0.22 | 14.06 | 2.88 | 1.24 | 0.86 | 43.06 |
| P ₂ O ₅ | 0.13 | 0.12 | 0.10 | 92.31 | 0.12 | 0.13 | 0.09 | 108.33 |
| CO ₂ | 0.14 | 0.21 | 0.17 | 150.0 | 0.17 | 0.14 | 0.10 | 82.35 |
| H ₂ O | 0.06 | 0.07 | 0.06 | 116.67 | 0.09 | 0.07 | 0.05 | 77.78 |
| П.п.п. | 0.59 | 0.56 | 0.45 | 94.92 | 0.47 | 0.26 | 0.18 | 55.32 |
| F | 53.58 | | | | 74.13 | | | |
| f ₀ | 28.11 | | | | 55.04 | | | |
| $\frac{Na}{Al-K}$ | 0.67 | | | | 0.79 | | | |
| $\frac{Na+K}{Al}$ | 0.71 | | | | 0.84 | | | |
| $\frac{Ca}{Ca+Na}$ | 0.14 | | | | 0.11 | | | |
| $\frac{Na+K}{Na+K+Ca}$ | 0.88 | | | | 0.91 | | | |
| Al' | 27 | | | | -3 | | | |
| Na/K | 4.29 | | | | 2.93 | | | |
| $\frac{K+Na}{Si}$ | 0.17 | | | | 0.22 | | | |
| (Na+K)' | 7.83 | | | | 8.10 | | | |
| n | 6 | | | | 8 | | | |

Таблица 30 (продолжение)

| | $\gamma_{2(3)}^A$ | | | | γ_1^A | | | |
|--------------------------------|-------------------|------|--------------------|--------|--------------|------|--------------------|--------|
| | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | ν | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | ν |
| SiO ₂ | 74.06 | 2.03 | 1.15 | 2.74 | 70.75 | 1.90 | 0.83 | 2.69 |
| TiO ₂ | 0.15 | 0.07 | 0.04 | 46.67 | 0.15 | 0.16 | 0.07 | 106.67 |
| Al ₂ O ₃ | 11.70 | 0.46 | 0.46 | 3.93 | 14.51 | 0.96 | 0.42 | 6.61 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.43 | 0.97 | 0.55 | 39.92 | 0.95 | 0.68 | 0.30 | 71.58 |
| FeO | 1.13 | 1.48 | 0.84 | 130.97 | 2.68 | 1.24 | 0.54 | 46.27 |
| MnO | 0.04 | 0.02 | 0.01 | 50.00 | 0.05 | 0.03 | 0.01 | 60.00 |
| MgO | 0.23 | 0.11 | 0.06 | 47.83 | 1.77 | 0.91 | 0.40 | 51.41 |
| CaO | 0.41 | 0.30 | 0.17 | 73.17 | 1.36 | 0.55 | 0.24 | 40.44 |
| Na ₂ O | 4.88 | 0.85 | 0.48 | 17.42 | 5.46 | 0.93 | 0.41 | 17.03 |
| K ₂ O | 3.92 | 0.81 | 0.46 | 20.66 | 1.27 | 0.42 | 0.18 | 33.07 |
| P ₂ O ₅ | 0.04 | 0.02 | 0.01 | 50.00 | 0.09 | 0.04 | 0.02 | 44.44 |
| CO ₂ | 0.40 | 0.51 | 0.29 | 127.5 | 0.14 | 0.13 | 0.06 | 92.86 |
| H ₂ O | 0.51 | 1.57 | 0.88 | 111.76 | 0.05 | 0.07 | 0.03 | 140.0 |
| П.п.п. | 0.54 | 0.69 | 0.39 | 127.78 | 2.50 | 2.60 | 1.14 | 104.0 |
| F | 87.27 | | | | 53.97 | | | |
| f ₀ | 65.12 | | | | 26.02 | | | |
| $\frac{Na}{Al-K}$ | 1.08 | | | | 0.68 | | | |
| $\frac{Na+K}{Al}$ | 1.05 | | | | 0.71 | | | |
| $\frac{Ca}{Ca+Na}$ | 0.04 | | | | 0.12 | | | |
| $\frac{Na+K}{Na+K+Ca}$ | 0.97 | | | | 0.89 | | | |
| Al' | -17 | | | | 32 | | | |
| Na/K | 1.99 | | | | 7.1 | | | |
| $\frac{K+Na}{Si}$ | 0.19 | | | | 0.17 | | | |
| (Na+K)' | 9.78 | | | | 7.33 | | | |
| n | 12 | | | | 20 | | | |

Таблица 30 (продолжение)

| | γ_2^A | | | |
|--------------------------------|--------------|------|----------------------|--------|
| | \bar{X} | S | $\pm \Delta \bar{X}$ | ν |
| SiO ₂ | 72.89 | 3.76 | 1.44 | 5.16 |
| TiO ₂ | 0.27 | 0.22 | 0.08 | 81.48 |
| Al ₂ O ₃ | 12.75 | 1.79 | 0.69 | 14.04 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.97 | 1.05 | 0.40 | 53.30 |
| FeO | 1.41 | 0.99 | 0.38 | 70.21 |
| MnO | 0.04 | 0.02 | 0.01 | 50.00 |
| MgO | 0.61 | 0.52 | 0.22 | 85.25 |
| CaO | 0.90 | 0.91 | 0.35 | 101.11 |
| Na ₂ O | 4.83 | 0.97 | 0.37 | 20.08 |
| K ₂ O | 3.14 | 1.18 | 0.45 | 37.58 |
| P ₂ O ₅ | 0.08 | 0.10 | 0.04 | 25.00 |
| CO ₂ | 0.11 | 0.13 | 0.05 | 118.18 |
| H ₂ O | 0.27 | 1.07 | 0.41 | 396.30 |
| П.п.п. | 0.53 | 0.55 | 0.21 | 103.77 |
| F | 75.45 | | | |
| f ₀ | 55.64 | | | |
| $\frac{Na}{Al-K}$ | 0.89 | | | |
| $\frac{Na+K}{Al}$ | 0.90 | | | |
| $\frac{Ca}{Ca+Na}$ | 0.08 | | | |
| $\frac{Na+K}{Na+K+Ca}$ | 0.93 | | | |
| Al' | -3 | | | |
| Na/K | 2.81 | | | |
| $\frac{K+Na}{Si}$ | 0.18 | | | |
| (Na+K)' | 8.12 | | | |
| n | 26 | | | |

Примечание. $\gamma_{1(1)}^A$ - биотитовые, $\gamma_{1(2)}^A$ - биотит-жедритовые плагиогранито-гнейсы, γ_1^A - объединенная группа плагиогранито-гнейсов; $\gamma_{2(1)}^A$ - биотитовые плагиограниты; $\gamma_{2(2)}^A$ - магнетит-биотитовые, $\gamma_{2(3)}^A$ - эгирин-рибекитсодержащие граниты, γ_2^A - объединенная группа.

Таблица 31

Парные коэффициенты корреляции r между петрогенными окислами в плагиогранито-гнейсах γ_1^A ($n = 20$)

| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | CO ₂ | H ₂ O | П.п.п. |
|--------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------------------|--------|
| SiO ₂ | +1.000 | | | | | | | | | | | | | |
| TiO ₂ | -0.219 | +1.000 | | | | | | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | -0.357 | <u>+0.702</u> | +1.000 | | | | | | | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | -0.362 | +0.044 | -0.114 | +1.000 | | | | | | | | | | |
| FeO | <u>-0.465</u> | <u>-0.407</u> | <u>-0.399</u> | +0.050 | +1.000 | | | | | | | | | |
| MnO | <u>-0.526</u> | -0.276 | -0.234 | +0.261 | <u>+0.667</u> | +1.000 | | | | | | | | |
| MgO | <u>-0.469</u> | <u>-0.397</u> | <u>-0.440</u> | <u>+0.410</u> | <u>+0.538</u> | <u>+0.654</u> | +1.000 | | | | | | | |
| CaO | <u>-0.536</u> | +0.107 | <u>+0.524</u> | -0.222 | +0.158 | +0.205 | +0.065 | +1.000 | | | | | | |
| Na ₂ O | +0.100 | <u>+0.561</u> | <u>+0.597</u> | -0.174 | <u>-0.625</u> | <u>-0.638</u> | <u>-0.725</u> | -0.133 | +1.000 | | | | | |
| K ₂ O | -0.063 | -0.062 | -0.081 | -0.313 | -0.035 | +0.253 | -0.151 | +0.153 | -0.063 | +1.000 | | | | |
| P ₂ O ₅ | +0.074 | <u>-0.485</u> | <u>-0.411</u> | -0.074 | +0.201 | -0.015 | +0.126 | -0.039 | -0.235 | +0.182 | +1.000 | | | |
| CO ₂ | <u>-0.424</u> | -0.058 | +0.084 | +0.240 | +0.005 | +0.281 | +0.256 | +0.251 | -0.145 | +0.190 | +0.197 | +1.000 | | |
| H ₂ O | +0.089 | -0.030 | -0.079 | <u>-0.420</u> | +0.299 | -0.161 | -0.129 | -0.156 | +0.016 | -0.194 | +0.102 | -0.181 | +1.000 | |
| П.п.п. | <u>+0.694</u> | -0.163 | -0.182 | -0.253 | <u>-0.492</u> | <u>-0.541</u> | <u>-0.516</u> | <u>-0.386</u> | +0.186 | +0.159 | +0.339 | -0.040 | +0.162 | +1.000 |

Таблица 32

Парные коэффициенты корреляции между редкими элементами в плагиогранито-гнейсах r_1^A ($n = 21$)

| | TiO ₂ | MnO | Ba | Co | Ni | Cr | V | Nb | Sc | Zr | Be | Sn | La | Y | Cu | Pb |
|------------------|------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|--------|--------|---------------|--------|--------|
| TiO ₂ | +1.000 | | | | | | | | | | | | | | | |
| MnO | -0.078 | +1.000 | | | | | | | | | | | | | | |
| Ba | +0.221 | +0.063 | +1.000 | | | | | | | | | | | | | |
| Co | +0.194 | +0.359 | +0.242 | +1.000 | | | | | | | | | | | | |
| Ni | +0.196 | +0.127 | <u>+0.405</u> | <u>+0.621</u> | +1.000 | | | | | | | | | | | |
| Cr | +0.271 | +0.263 | <u>+0.529</u> | <u>+0.433</u> | <u>+0.560</u> | +1.000 | | | | | | | | | | |
| V | +0.163 | <u>+0.458</u> | <u>+0.378</u> | <u>+0.639</u> | +0.255 | <u>+0.517</u> | +1.000 | | | | | | | | | |
| Nb | <u>+0.446</u> | -0.044 | +0.287 | +0.180 | +0.205 | +0.251 | +0.006 | +1.000 | | | | | | | | |
| Sc | +0.015 | +0.267 | +0.159 | +0.323 | +0.120 | <u>+0.615</u> | <u>+0.596</u> | +0.225 | +1.000 | | | | | | | |
| Zr | -0.258 | +0.029 | <u>-0.392</u> | +0.052 | -0.166 | <u>-0.390</u> | -0.308 | -0.126 | -0.203 | +1.000 | | | | | | |
| Be | +0.201 | +0.111 | +0.063 | <u>+0.384</u> | <u>+0.414</u> | +0.130 | +0.026 | <u>+0.680</u> | +0.059 | -0.017 | +1.000 | | | | | |
| Sn | <u>+0.416</u> | -0.023 | <u>+0.396</u> | <u>+0.584</u> | +0.295 | +0.162 | <u>+0.452</u> | <u>+0.486</u> | +0.260 | -0.197 | +0.298 | +1.000 | | | | |
| La | -0.019 | -0.061 | <u>+0.404</u> | -0.173 | -0.268 | -0.110 | +0.230 | +0.187 | +0.070 | -0.111 | -0.075 | +0.142 | +1.000 | | | |
| Y | +0.073 | +0.243 | +0.010 | <u>+0.379</u> | +0.114 | +0.243 | <u>+0.624</u> | <u>+0.434</u> | <u>+0.550</u> | -0.186 | <u>+0.446</u> | +0.302 | +0.306 | +1.000 | | |
| Cu | +0.318 | -0.231 | -0.099 | +0.027 | +0.261 | -0.078 | <u>-0.523</u> | +0.252 | -0.322 | +0.296 | +0.145 | +0.102 | -0.227 | <u>-0.407</u> | +1.000 | |
| Pb | +0.041 | -0.068 | -0.227 | +0.054 | +0.001 | -0.221 | -0.137 | +0.156 | -0.067 | <u>+0.601</u> | <u>+0.429</u> | -0.024 | -0.089 | +0.063 | +0.256 | +1.000 |

Таблица 33

Химические составы щелочных гранитов γ_2^A и некоторые параметры

| | Биотитовые плагиограниты γ_2^A | | | | | |
|--------------------------------|---------------------------------------|---------|---------|---------|--------|---------|
| | 94/30 | 20/13 | 200/18 | 1/3 | 2/4 | 95/14 |
| SiO ₂ | 66.66 | 69.79 | 72.56 | 73.92 | 74.11 | 74.62 |
| TiO ₂ | 0.40 | 0.21 | 0.45 | 0.42 | 0.05 | 0.25 |
| Al ₂ O ₃ | 15.10 | 16.42 | 14.71 | 13.70 | 15.23 | 14.79 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.56 | 0.47 | 0.33 | 0.29 | 0.74 | 1.00 |
| FeO | 3.38 | 0.81 | 1.31 | 1.78 | 0.13 | 1.30 |
| MnO | 0.09 | - | 0.01 | 0.02 | - | 0.05 |
| MgO | 1.72 | 0.97 | 0.81 | 1.04 | 0.34 | 0.87 |
| CaO | 1.97 | 2.38 | 1.00 | 1.10 | 1.04 | 1.29 |
| Na ₂ O | 4.96 | 5.81 | 6.21 | 5.73 | 6.08 | 2.56 |
| K ₂ O | 1.80 | 2.23 | 1.70 | 1.60 | 2.04 | 2.10 |
| P ₂ O ₅ | 0.27 | 0.29 | - | 0.03 | 0.10 | 0.10 |
| CO ₂ | 0,53 | Сл. | - | 0.20 | - | 0.08 |
| F | He опр. | 0.37 | 0.30 | 0.19 | 0.20 | He опр. |
| Cl | " " | 0.03 | - | He опр. | - | " " |
| S | 0.02 | He опр. | He опр. | Сл. | - | 0.03 |
| H ₂ O ⁻ | 0.00 | 0.16 | 0.13 | 0.02 | - | 0.00 |
| H ₂ O ⁺ | He опр. | - | 0.50 | 0.03 | 0.24 | He опр. |
| П.п.п. | 1.63 | 0.37 | 0.23 | - | - | 0.54 |
| Сумма | 99.56 | 100.38 | 100.13 | 100.06 | 100.27 | 99.50 |
| F | 60.00 | 41.46 | 52.38 | 53.70 | 56.25 | 57.69 |
| f ₀ ' | 28.78 | 35.29 | 18.18 | 13.79 | 88.88 | 40.00 |
| Al' | 28 | 20 | -20 | 10 | 22 | 120 |
| $\frac{Na}{Al-K}$ | 0.62 | 0.76 | 0.79 | 0.79 | 0.76 | 0.33 |
| $\frac{Na+K}{Al}$ | 0.67 | 0.73 | 0.82 | 0.81 | 0.80 | 0.43 |
| $\frac{Na+K}{Na+K+Ca}$ | 0.84 | 0.84 | 0.93 | 0.91 | 0.93 | 0.85 |
| $\frac{Ca}{Ca+Na}$ | 0.18 | 0.19 | 0.08 | 0.10 | 0.09 | 0.21 |
| Na/K | 4.21 | 4.09 | 5.55 | 5.41 | 4.67 | 1.86 |
| SO ₃ | | | - | | 0.05 | He опр. |
| $\frac{K+Na}{Si}$ | 0.18 | 0.20 | 0.20 | 0.18 | 0.19 | 0.10 |
| (K+Na)' | 7.5 | 8.9 | 8.7 | 8.0 | 8.9 | 5.0 |

Таблица 33 (продолжение)

| | Биотит-магнетитовые граниты | | | | | |
|--------------------------------|-----------------------------|--------|---------|--------|---------|---------|
| | S-386н | 21/15 | 21/13 | 14/29 | 511 | 1/15-19 |
| SiO ₂ | 60.90 | 70.52 | 70.93 | 71.10 | 71.50 | 75.74 |
| TiO ₂ | 1.05 | 0.14 | 0.37 | 0.60 | 0.45 | 0.40 |
| Al ₂ O ₃ | 14.86 | 14.25 | 11.89 | 13.72 | 14.22 | 9.68 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.80 | 1.74 | 2.10 | 1.83 | 1.75 | 3.34 |
| FeO | 4.96 | 1.63 | 1.37 | 0.97 | 2.12 | 1.34 |
| MnO | 0.08 | 0.06 | 0.02 | 0.06 | 0.06 | 0.04 |
| MgO | 2.51 | 0.32 | 0.28 | 0.84 | 1.52 | 0.35 |
| CaO | 4.40 | 1.32 | 1.30 | 0.76 | 0.75 | 0.25 |
| Na ₂ O | 5.20 | 4.67 | 3.28 | 4.57 | 5.60 | 3.86 |
| K ₂ O | 1.78 | 4.99 | 4.17 | 3.29 | 1.20 | 2.63 |
| P ₂ O ₅ | 0.16 | - | He обн. | 0.31 | 0.14 | 0.05 |
| CO ₂ | 0.40 | - | - | Сл. | 0.13 | He опр. |
| F | - | 0.57 | 0.73 | 0.48 | He опр. | 0.08 |
| Cl | - | - | - | 0.02 | " " | - |
| S | - | - | - | Сл. | - | - |
| H ₂ O ⁻ | 0.05 | 0.10 | 0.03 | 0.06 | 0.04 | 0.12 |
| H ₂ O ⁺ | He опр. | 0.37 | 0.69 | - | - | 0.36 |
| П.п.п. | 0.89 | - | - | 0.52 | 0.56 | He обн. |
| Сумма | 99.59 | 100.45 | 100.16 | 100.62 | 99.91 | 98.21 |
| F | 62.05 | 84.61 | 86.53 | 63.15 | 57.30 | 86.95 |
| f ₀ | 33.00 | 50.00 | 57.78 | 61.11 | 43.13 | 70.00 |
| Al' | -73 | -24 | -24 | 24 | 48 | 2 |
| $\frac{Na}{Al-K}$ | 0.66 | 0.87 | 0.77 | 0.75 | 0.71 | 0.92 |
| $\frac{Na+K}{Al}$ | 0.71 | 0.92 | 0.90 | 0.81 | 0.73 | 0.95 |
| $\frac{Na+K}{Na+K+Ca}$ | 0.72 | 0.92 | 0.90 | 0.94 | 0.94 | 0.98 |
| $\frac{Ca}{Ca+Na}$ | 0.32 | 0.13 | 0.18 | 0.08 | 0.07 | 0.03 |
| Na/K | 4.42 | 1.43 | 1.10 | 2.11 | 6.92 | 2.21 |
| SO ₃ | - | - | - | 0.57 | He опр. | |
| $\frac{K+Na}{Si}$ | 0.20 | 0.21 | 0.17 | 0.18 | 0.17 | 0.14 |
| (K+Na)' | 7.7 | 10.8 | 8.5 | 8.8 | 7.4 | 7.2 |

Таблица 33 (продолжение)

| | Биотит-магнетитовые граниты $\gamma_{2(2)}^A$ | | Эгирин- и рибекитсодержащие гранитоиды $\gamma_{2(3)}^A$ | | | | |
|--------------------------------|---|--------|--|--------|-------|---------|-------|
| | 21/1 | 14/40 | 651/1 | 14/1 | 706/1 | S-386p | 402/1 |
| SiO ₂ | 75.62 | 75.96 | 67.50 | 70.60 | 71.38 | 74.93 | 74.89 |
| TiO ₂ | 0.14 | 0.42 | 0.30 | 0.22 | 0.13 | 0.07 | 0.15 |
| Al ₂ O ₃ | 11.14 | 11.13 | 12.59 | 11.76 | 11.48 | 12.37 | 12.24 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.65 | 2.40 | 3.92 | 3.13 | 2.28 | 1.33 | 1.56 |
| FeO | 1.41 | 1.76 | 1.68 | 0.75 | 2.03 | 1.51 | 1.04 |
| MnO | - | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.01 | 0.05 | 0.04 |
| MgO | 0.52 | 1.02 | 0.36 | 0.21 | 0.15 | 0.20 | 0.20 |
| CaO | 0.45 | 0.50 | 1.06 | 0.92 | 0.47 | 0.56 | 0.28 |
| Na ₂ O | 4.60 | 3.83 | 6.84 | 5.58 | 4.00 | 4.30 | 4.40 |
| K ₂ O | 2.71 | 2.24 | 3.12 | 4.03 | 6.11 | 3.40 | 4.00 |
| P ₂ O ₅ | - | 0.29 | 0.02 | 0.07 | 0.03 | 0.04 | 0.07 |
| CO ₂ | - | - | 0.17 | 0.20 | 0.02 | 0.12 | 0.13 |
| F | 0.20 | 0.50 | He опр. | 1.89 | | He опр. | |
| Cl | Сл. | Сл. | " " | - | | " " | |
| S | He опр. | - | " " | Сл. | 0.02 | He опр. | |
| H ₂ O ⁻ | 0.06 | 0.26 | 0.00 | 0.28 | 0.06 | 0.55 | 0.00 |
| H ₂ O ⁺ | - | 0.36 | 2.00 | 1.50 | 1.27 | 0.75 | 0.27 |
| П.л.п. | He опр. | - | - | - | - | - | - |
| Сумма | 100.53 | 100.50 | 99.60 | 100.25 | 99.56 | 99.51 | 99.14 |
| F | 84.41 | 68.75 | 88.89 | 90.50 | 93.33 | 86.36 | 87.17 |
| f _o | 70.76 | 54.54 | 66.87 | 79.10 | 50.00 | 44.74 | 58.82 |
| Al' | -4 | 28 | -77 | -64 | -50 | 13 | 4 |
| $\frac{Na}{Al-K}$ | 0.92 | 0.73 | 1.21 | 1.22 | 1.35 | 0.81 | 0.91 |
| $\frac{Na+K}{Al}$ | 0.94 | 0.79 | 1.17 | 1.14 | 1.15 | 0.86 | 0.94 |
| $\frac{Na+K}{Na+K+Ca}$ | 0.96 | 0.95 | 0.94 | 0.94 | 0.97 | 0.95 | 0.98 |
| $\frac{Ca}{Ca+Na}$ | 0.05 | 0.07 | 0.08 | 0.08 | 0.06 | 0.07 | 0.03 |
| Na/K | 2.55 | 2.74 | 3.35 | 2.14 | 1.00 | 1.92 | 1.69 |
| SO ₃ | 0.11 | | | 0.06 | | | |
| $\frac{K+Na}{Si}$ | 0.16 | 0.14 | 0.25 | 0.22 | 0.22 | 0.17 | 0.18 |
| (K+Na)' | 7.9 | 6.5 | 11.4 | 11.0 | 11.5 | 8.5 | 9.3 |

Таблица 33 (продолжение)

| | Эгирин- и рибекитсодержащие гранитоиды $\gamma_2^A(3)$ | | | | | | |
|--------------------------------|--|---------|--------|---------|---------|-------|---------|
| | 2336 | S-386д | 22/5 | 21/2 | 27/8 | 14/2 | S-386к |
| SiO ₂ | 75.35 | 75.36 | 75.39 | 75.53 | 76.08 | 76.10 | 78.00 |
| TiO ₂ | 0.10 | 0.07 | 0.10 | 0.22 | 0.20 | 0.17 | 0.07 |
| Al ₂ O ₃ | 12.24 | 12.37 | 12.19 | 9.86 | 10.72 | 11.41 | 11.19 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.02 | 1.77 | 2.03 | 4.20 | 3.36 | 1.86 | 1.69 |
| FeO | 0.50 | 1.44 | 1.00 | 0.86 | 0.50 | 0.85 | 1.44 |
| MnO | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.02 | 0.01 | 0.05 | 0.04 |
| MgO | 0.40 | 0.30 | 0.10 | 0.30 | 0.12 | 0.37 | 0.10 |
| CaO | 0.42 | 0.28 | 0.22 | 0.22 | 0.25 | 0.10 | 0.14 |
| Na ₂ O | 4.52 | 4.50 | 5.09 | 5.28 | 5.33 | 5.10 | 3.64 |
| K ₂ O | 4.00 | 4.23 | 4.15 | 2.85 | 3.47 | 3.74 | 4.00 |
| P ₂ O ₅ | 0.06 | 0.04 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.07 | 0.00 |
| CO ₂ | 0.13 | | 0.20 | He опр. | 0.20 | 0.20 | 0.04 |
| F | He опр. | | 0.09 | 0.02 | 0.01 | 0.25 | He опр. |
| Cl | | He опр. | | - | - | - | " " |
| S | | He опр. | | - | He опр. | Сл. | " " |
| H ₂ O ⁻ | 0.03 | 0.00 | - | 0.10 | 0.06 | - | 0.06 |
| H ₂ O ⁺ | 0.19 | 0.00 | - | - | - | - | 0.24 |
| П.п.н. | - | - | - | - | - | - | - |
| Сумма | 99.85 | 100.51 | 100.38 | 99.66 | 100.13 | 99.98 | 100.55 |
| F | 75.00 | 84.00 | 90.90 | 90.14 | 94.23 | 76.59 | 89.36 |
| f ₀ | 78.78 | 52.38 | 65.00 | 81.25 | 85.71 | 66.66 | 52.38 |
| Al' | -4 | -4 | -20 | -46 | 44 | -22 | 12 |
| $\frac{Na}{Al-K}$ | 0.94 | 0.96 | 1.08 | 1.28 | 1.26 | 1.12 | 0.87 |
| $\frac{Na+K}{Al}$ | 0.96 | 0.97 | 1.05 | 1.19 | 1.17 | 1.08 | 0.92 |
| $\frac{Na+K}{Na+K+Ca}$ | 0.97 | 0.98 | 0.98 | 0.98 | 0.98 | 0.99 | 0.98 |
| $\frac{Ca}{Ca+Na}$ | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.02 |
| Na/K | 1.74 | 1.60 | 1.86 | 2.87 | 2.32 | 2.10 | 1.40 |
| SO ₃ | - | - | - | 0.16 | - | - | - |
| $\frac{K+Na}{Si}$ | 0.18 | 0.19 | 0.20 | 0.18 | 0.19 | 0.19 | 0.16 |
| (K+Na)' | 9.4 | 9.5 | 10.2 | 8.9 | 9.7 | 9.7 | 8.3 |

Таблица 34

Парные коэффициенты корреляции между петрогенными окислами щелочных гранитоидов r_2^A ($n = 26$)

| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | CO ₂ | H ₂ O | П.п.п. |
|--------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------------------|--------|
| SiO ₂ | +1.000 | | | | | | | | | | | | | |
| TiO ₂ | <u>-0.680</u> | +1.000 | | | | | | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | <u>-0.564</u> | +0.297 | +1.000 | | | | | | | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | <u>-0.970</u> | +0.028 | <u>-0.576</u> | +1.000 | | | | | | | | | | |
| FeO | <u>-0.764</u> | <u>+0.735</u> | <u>+0.321</u> | +0.084 | +1.000 | | | | | | | | | |
| MnO | <u>-0.366</u> | <u>+0.380</u> | +0.193 | -0.022 | <u>+0.538</u> | +1.000 | | | | | | | | |
| MgO | <u>-0.682</u> | <u>+0.822</u> | <u>+0.589</u> | -0.148 | <u>+0.806</u> | <u>+0.477</u> | +1.000 | | | | | | | |
| CaO | <u>-0.870</u> | <u>+0.694</u> | <u>+0.671</u> | -0.113 | <u>+0.726</u> | +0.292 | <u>+0.786</u> | +1.000 | | | | | | |
| Na ₂ O | <u>-0.333</u> | +0.113 | +0.311 | +0.090 | +0.029 | -0.214 | +0.153 | +0.191 | +1.000 | | | | | |
| K ₂ O | <u>+0.211</u> | <u>-0.521</u> | <u>-0.461</u> | +0.263 | -0.303 | -0.060 | <u>-0.682</u> | <u>-0.405</u> | <u>-0.326</u> | +1.000 | | | | |
| P ₂ O ₅ | <u>-0.359</u> | <u>+0.437</u> | <u>+0.461</u> | -0.206 | +0.281 | <u>+0.345</u> | <u>+0.597</u> | <u>+0.404</u> | +0.008 | <u>-0.417</u> | +1.000 | | | |
| CO ₂ | <u>-0.518</u> | <u>+0.376</u> | +0.232 | +0.108 | <u>+0.595</u> | <u>+0.588</u> | <u>+0.533</u> | <u>+0.458</u> | +0.244 | -0.248 | +0.211 | +1.000 | | |
| H ₂ O | +0.110 | -0.183 | -0.055 | -0.115 | +0.115 | +0.095 | -0.144 | -0.074 | -0.108 | +0.042 | -0.076 | +0.002 | +1.000 | |
| П.п.п. | <u>-0.676</u> | +0.273 | +0.209 | +0.213 | <u>+0.428</u> | +0.227 | +0.232 | <u>+0.369</u> | +0.214 | +0.008 | +0.161 | <u>+0.395</u> | +0.093 | +1.000 |

Граниты $\gamma_2^{\text{ш}}$ и $\gamma_2^{\text{д}}$ по содержанию элементов почти не отличаются друг от друга (рис. 30), различия отмечаются только при сравнении $\gamma_2^{\text{ш}}$ с собственно щелочными разновидностями $\gamma_{2(3)}^{\text{д}}$. Последние характеризуются меньшими содержаниями Са, Al, Fe²⁺ и большими Fe³⁺. В то же время по соотношениям элементов различия более отчетливы: $\gamma_2^{\text{д}}$ отличаются более высокими значениями f_0 , $\frac{\text{Na}}{\text{Al-K}}$, Na/K, Ab/Or и Ab/An, меньшими $\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Na}}$ (рис. 34, табл. 17, 30).

От $\gamma_1^{\text{д}}$ к $\gamma_{2(3)}^{\text{д}}$ происходит возрастание F и f_0 . Так, если в $\gamma_{1(1)}^{\text{д}}$ максимум образцов приходится на интервал 40–80%, то в $\gamma_{1(2)}^{\text{д}}$ – на интервал 40–50 и далее в $\gamma_{2(3)}^{\text{д}}$ – 80–90%. Al' варьирует менее значительно, уменьшаясь к концу ряда. Так же возрастают средние значения $\frac{\text{Na}}{\text{Al-K}}$ и $\frac{\text{Na}+\text{K}}{\text{Al}}$, становясь в щелочных разновидностях равными больше единицы. Возрастает и отношение $\frac{\text{Na}+\text{K}}{\text{Na}+\text{K}+\text{Ca}}$. Наиболее распространенными для $\gamma_{1(1)}^{\text{д}}$ является интервал 0.85–0.90, для $\gamma_{1(2)}^{\text{д}}$, $\gamma_{2(1)}^{\text{д}}$, $\gamma_{2(2)}^{\text{д}}$ – 0.90–0.95 и для $\gamma_{2(3)}^{\text{д}}$ – 0.95–1. По $\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Na}}$ различия фиксируются между началом ряда и его концом; преобладающий интервал в $\gamma_{1(1)}^{\text{д}}$ – 0.06–0.12, в $\gamma_{2(3)}^{\text{д}}$ – 0.0–0.6. Эти изменения значений $\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Na}}$ и $\frac{\text{Na}}{\text{Al-K}}$ хорошо видны на рис. 34, как и возрастание F и f_0 . На диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{MnO})$ видно смещение поля щелочных гранитоидов в сторону и к ребру $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{SiO}_2$, особенно для $\gamma_{2(3)}^{\text{д}}$, что свидетельствует о повышении щелочности расплавов в ходе процесса гранитообразования (рис. 31). Уменьшение Fe и Mg, а в $\gamma_{2(3)}^{\text{д}}$ и Са относительно Al видно и на диаграмме $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ (рис. 32). В целом различия в составе $\gamma_1^{\text{д}}$ и $\gamma_2^{\text{д}}$ выражены достаточно четко и гораздо ярче, чем при сравнении $\gamma_1^{\text{ш}}$ и $\gamma_2^{\text{ш}}$ (табл. 28, рис. 34). В то же время близость составов $\gamma_1^{\text{д}}$ и $\gamma_{2(1)}^{\text{д}}$ и наличие в последних включений раскристаллизованных расплавов свидетельствуют о том, что формирование $\gamma_{2(1)}^{\text{д}}$ могло происходить за счет плавления пород, аналогичных $\gamma_1^{\text{д}}$, но залегающих на более глубоком уровне.

Подводя итог закономерностям изменения химического состава гранитоидов во времени, можно констатировать, что направленность в эволюции состава пород при гранитообразовании

двух выделенных типов для большинства элементов одинакова: наблюдается уменьшение содержаний Na , Mg и Fe редких элементов группы Fe , возрастают количества K , Ba , Nb , Sn . Различия проявляются в разной направленности изменения содержания Si и Ca (рис. 30). Соответственно ведут себя и параметры состава: в обоих типах увеличивается F , индекс щелочности, уменьшаются Na/K и Ab/Or отношения, тогда как $f_0 \cdot \frac{\text{Na}}{\text{Al}-\text{K}}$ увеличиваются, а $\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Na}}$ уменьшается в джаланском типе в отличие от шатпутского.

Вопросы генезиса гранитоидов

На основании выявленных закономерностей попытаемся выявить генетические особенности рассматриваемых гранитоидов. Так, особенности состава, большие дисперсии средних содержаний и разброс точек на всех используемых диаграммах для $\gamma_1^{\text{ш}}$ по сравнению $\gamma_2^{\text{ш}}$ и $\gamma_3^{\text{ш}}$ позволяют поставить вопрос о генетических отличиях этих групп. В пользу этого свидетельствует и проведенный ниже анализ парных корреляционных связей.

Вслед за А.А. Беусом и М.Г. Ойзерманом (1972), которые ввели средний показатель силы корреляционной связи между петрогенными элементами $R_{\text{CP}}^2 = \frac{\sum r^2}{n}$ (r - значимые парные коэффициенты корреляции, n - количество парных коэффициентов корреляции в матрице), нами были оценены проценты значимых связей и R_{CP}^2 . При переходе от $\gamma_1^{\text{ш}}$ к $\gamma_2^{\text{ш}}$ и $\gamma_3^{\text{ш}}$ процент значимых связей возрастает соответственно от 21 к 32 и 29, R_{CP}^2 увеличивается от 0.076 до 0.101 и 0.189. Возрастание процента значимых связей устанавливается и для редких элементов от $\gamma_1^{\text{ш}}$ к $\gamma_2^{\text{ш}}$ (с 24 до 30), увеличивается и R_{CP}^2 (от 0.137 до 0.146). Эти результаты свидетельствуют о разных типах процессов, формирующих гранитоиды. Упомянутыми выше авторами было показано, что для метасоматически измененных гранитоидов свойственно ослабление сил корреляционных связей. В рассматриваемых гранитоидах оно характерно для $\gamma_1^{\text{ш}}$ - образований полигенетичных, о чем будет сказано далее.

Представляет интерес рассмотрение последовательности изменения коэффициентов корреляции $|r|$ и коэффициентов вариации U в рассматриваемых группах гранитоидов. И.И. Абрамович и В.В. Груза (1972) теоретически и на конкретном материале по ряду регионов показали, что при формировании магматических гранитоидов на основании кислотно-основного взаимодействия катионов и анионов в расплаве должны устанавливаться стабильные зависимости как для U , так и для r . Так, для U эта зависимость следующая: $U_{\text{Na}} < U_{\text{K}} < U_{\text{Ca}} < U_{\text{Mg}}$. Выведен-

Таблица 35

Типы последовательностей значений парных коэффициентов корреляции для гранитоидов

| Группа гранитоидов | Последовательность изменений | Соответствие фактической и ожидаемой последовательностей |
|-----------------------|--|--|
| | Ожидаемая | |
| | $r_{Si-K} > r_{Si-Na} > r_{Si-Ca} > r_{Si-Mg}$ | |
| | Наблюдаемая | |
| $\gamma_1^{\text{ш}}$ | $r_{Si-Ca} \geq r_{Si-K} > r_{Si-Mg} > r_{Si-Na}$ | Нет |
| $\gamma_2^{\text{ш}}$ | $r_{Si-K} > r_{Si-Na} > r_{Si-Mg} > r_{Si-Ca}$ | Почти полное |
| $\gamma_3^{\text{ш}}$ | $r_{Si-Na} > r_{Si-K} > r_{Si-Ca} \geq r_{Si-Mg}$ | То же |
| $\gamma_1^{\text{д}}$ | $r_{Si-Na} > r_{Si-K} > r_{Si-Mg} > r_{Si-Ca}$ | Нет |
| $\gamma_2^{\text{д}}$ | $r_{Si-K} > r_{Si-Na} > r_{Si-Mg} > r_{Si-Ca}$ | Почти полное |
| | Ожидаемая | |
| | $r_{P-Mg} > r_{P-Ca} > r_{P-Na} \gg r_{P-K}$ | |
| | Наблюдаемая | |
| $\gamma_1^{\text{ш}}$ | $r_{P-Ca} \geq r_{P-Mg} \geq r_{P-Na} \gg r_{P-K}$ | Почти полное |
| $\gamma_2^{\text{ш}}$ | $r_{P-Mg} > r_{P-Ca} > r_{P-Na} > r_{P-K}$ | Полное |
| $\gamma_3^{\text{ш}}$ | $r_{P-Ca} > r_{P-Mg} > r_{P-Na} > r_{P-K}$ | Почти полное |
| $\gamma_1^{\text{д}}$ | $r_{P-K} > r_{P-Mg} > r_{P-Ca} > r_{P-Na}$ | Нет |
| $\gamma_2^{\text{д}}$ | $r_{P-Mg} > r_{P-Ca} > r_{P-Na} > r_{P-K}$ | Полное |
| | Ожидаемая | |
| | $r_{Mg-Ca} > r_{Mg-Na} > r_{K-Mg}$ | |

Т а б л и ц а 35 (продолжение)

| Группа гранитоидов | Последовательность изменений | Соответствие фактической и ожидаемой последовательностей |
|-----------------------|--|--|
| | Наблюдаемая | |
| $\gamma_1^{\text{ш}}$ | $r_{\text{Mg-Na}} > r_{\text{Mg-Ca}} > r_{\text{Mg-K}}$ | Почти полное |
| $\gamma_2^{\text{ш}}$ | $r_{\text{Mg-Ca}} > r_{\text{Mg-K}} > r_{\text{Mg-Na}}$ | То же |
| $\gamma_3^{\text{ш}}$ | $r_{\text{Mg-Ca}} > r_{\text{Mg-Na}} > r_{\text{Mg-K}}$ | Полное |
| $\gamma_1^{\text{д}}$ | $r_{\text{Mg-Ca}} > r_{\text{Mg-K}} > r_{\text{Mg-Na}}$ | Почти полное |
| $\gamma_2^{\text{д}}$ | $r_{\text{Mg-Ca}} > r_{\text{Mg-Na}} > r_{\text{Mg-K}}$ | Полное |
| | Ожидаемая | |
| | $r_{\text{K-Na}} > r_{\text{K-Ca}} > r_{\text{K-Mg}}$ | |
| | Наблюдаемая | |
| $\gamma_1^{\text{ш}}$ | $r_{\text{K-Ca}} > r_{\text{K-Mg}} > r_{\text{K-Na}}$ | Нет |
| $\gamma_2^{\text{ш}}$ | $r_{\text{K-Mg}} \geq r_{\text{K-Ca}} \gg r_{\text{K-Na}}$ | Обратная картина |
| $\gamma_3^{\text{ш}}$ | $r_{\text{K-Mg}} \geq r_{\text{K-Ca}} > r_{\text{K-Na}}$ | То же |
| $\gamma_1^{\text{д}}$ | $r_{\text{K-Ca}} > r_{\text{K-Na}} > r_{\text{K-Mg}}$ | Нет |
| $\gamma_2^{\text{д}}$ | $r_{\text{K-Na}} > r_{\text{K-Ca}} > r_{\text{K-Mg}}$ | Полное |

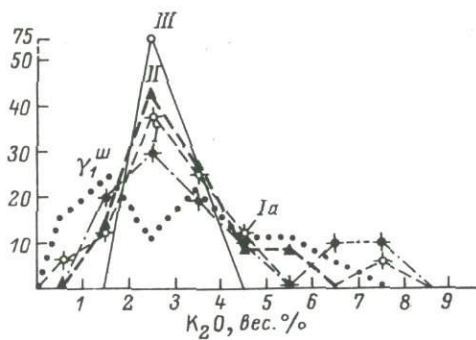
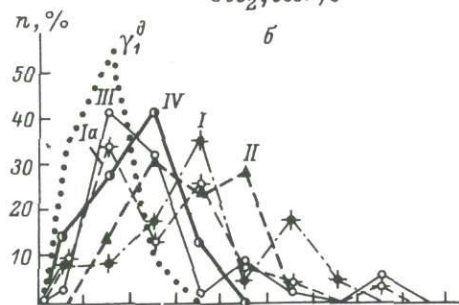
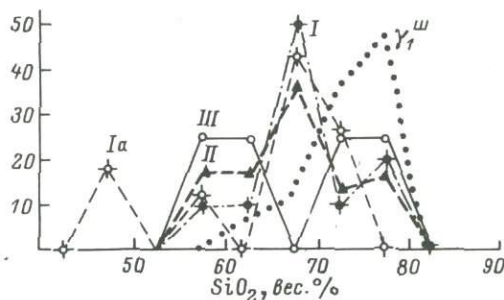
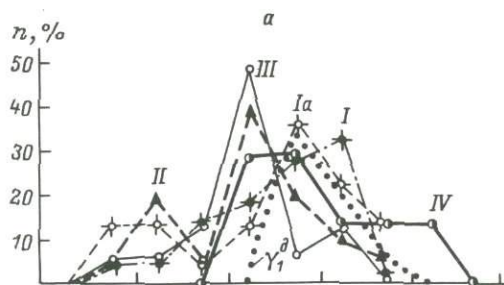
ные или последовательности коэффициентов корреляций приведены в табл. 35. При наложенном K-Na метасоматозе эти последовательности нарушаются. Вместо последовательности $r_{\text{K-Na}} > r_{\text{K-Ca}} > r_{\text{K-Mg}}$, характерной для магматических гранитоидов, устанавливается иная: $r_{\text{K-Na}} < r_{\text{Na-Ca}} < r_{\text{K-Mg}}$. В

$\gamma_1^{\text{ш}}$ и $\gamma_2^{\text{ш}}$ для r эта последовательность не соблюдается, тогда как $\gamma_3^{\text{ш}}$ она полностью соответствует теоретической (табл. 35).

В табл. 35 сведены последовательности изменения τ , ожидаемые теоретически (Абрамович, Груза, 1972) и полученные для γ_1^w , γ_2^w и γ_3^w . Можно отметить, что все приведенные последовательности τ чаще нарушаются для γ_1^w ; в то же время схема изменения коэффициента корреляции K с Ca , Na , Mg нарушена для всех рассматриваемых групп. Фиксируемая последовательность аналогична той, которая возникает при развитии процессов замещения плагиоклаза калиевым плеввым шпатом.

Выявленные закономерности показывают, что γ_2^w и γ_3^w гораздо ближе стоят к гранитоидам, кристаллизующимся из расплава, чем γ_1^w . Процессы метасоматоза играли некоторую роль во всех группах гранитоидов, но максимально проявлены в γ_1^w .

Напомним, что в минералах γ_1^w , как и в γ_2^w , обнаружены включения раскристаллизованных расплавов - свидетельство того, что они проходили магматическую стадию. В то же время они являются автохтонными образованиями, дающими через зону мигматитов постепенный переход к субстрату. Присутствие в жильном материале мигматитов, расплавных включений свидетельствует об участии анатексиса в их формировании; при этом происходит дифференциация исходных пород на более основной субстрат и жильный материал, количество которого не превышает обычно 15-20%. При образовании гранито-гнейсов, которые сменяют мигматиты к центру Шатпутской термальной антиклинали, происходит гомогенизация пород. Если бы гранито-гнейсы были просто результатом полного плавления мигматитов (диатексиса), то их основность относительно жильного материала повышалась бы. Между тем гранито-гнейсы по составу аналогичны жильному материалу мигматитов. Так как гранито-гнейсы формируются на месте за счет мигматизированных толщ разного состава, о чем можно судить по наличию в них разных скиалитов, необходимо признать привнос калийных компонентов и вынос мафических. Гистограммы частот распределения отдельных элементов по смещению максимумов для зон метаморфизма (рис. 35), как и средние содержания элементов, показывают в общих чертах те изменения, которые происходят при переходе к зоне ультраметаморфизма. Так, в пределах Шатпутской термальной антиклинали от зоны I к гранито-гнейсам устанавливается привнос Si . Содержание K либо не меняется, либо он выносится. Характерно, что для зоны Ia, выборка по которой включает субстрат зоны мигматитов, форма кривых частот распределения наиболее сложная. Возникают нередко два максимума: так, для Si один из них соответствует интервалу 65-70%, другой - 45-50%, и он связан с существованием рестигов. Интересно, что по K все зоны не отличимы друг от друга - преобладают разновидности с содержанием его 2-3%, для гранито-гнейсов - два максимума 1-2 и 3-4%, что свидетельст-



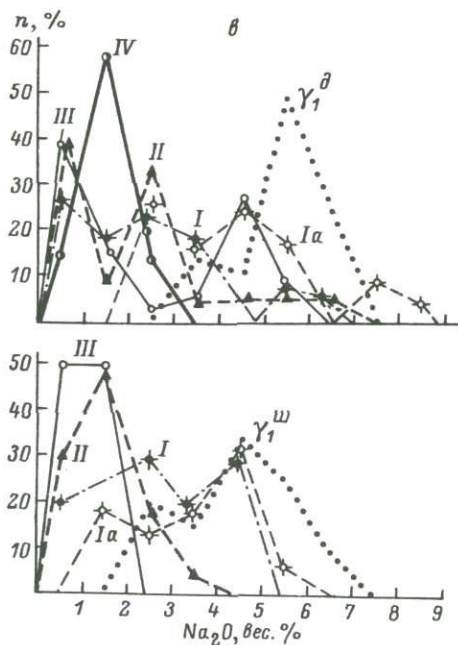


Рис. 35. Гистограмма распределения SiO_2 (а), K_2O (б), Na_2O (в) в породах музковского комплекса и в автохтонных гранитоидах γ_1^d и γ_1^w .

I-IV - зоны метаморфизма, γ_1^d - плагиогранито-гнейсы Джаланской термальной антиклинали (верхний график); γ_1^w - гранито-гнейсы Шатпутской антиклинали (нижний график). Распределение анализов для обеих структур соответственно: γ_1^w и γ_1^d - 17-20, Ia - 16 и 20, I - 10 и 23, II - 21-23, III - 4 и 33, IV - 7.

вует о неустойчивом поведении K, концентрации его на более поздних этапах; об этом можно судить по развитию порфиروбласт ортоклаза в отдельных зонах. В гранитах γ_2^w присутствует четкий максимум с интервалом K_2O 3-4%. Для Na от III зоны к I изменяется смещение максимумов с интервалом от 0-2 до 2-3 и 4-5, причем именно последний интервал и характерен для гранито-гнейсов. Для зоны Ia фиксируется более сильная дифференциация максимумов: 1-2 и 4-5. Таким образом, привнос Na имел место как при формировании зональности, так и при гранитизации, причем в интрузивных гранитах γ_2^w максимум приходится на промежуточный интервал, равный 3-4. При переходе к гранитам форма кривых частот распределения становится более правильной, имеет четко выраженный максимум.

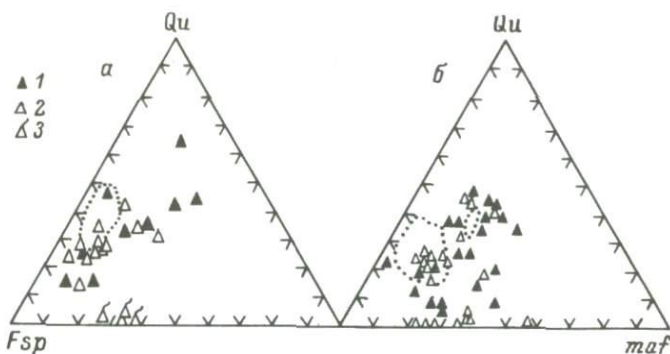


Рис. 36. Диаграмма $Qu-Fsp-maf$ для метаморфических пород.

а - Шатпутская, б - Джаланская термальные антиклинали. 1 - зона I, 2 - зона Ia, 3 - скиалиты в гранито-гнейсах $\gamma_1^ш$. Точками оконтурены поля $\gamma_1^ш$ (а) и $\gamma_1^д$ (б).

На диаграмме $Qu-Fsp-maf$ (рис. 36, а) видно почти полное несовпадение полей гранито-гнейсов и пород зоны I, которые, скорее всего, служили исходным субстратом для гранито-гнейсов. Характерны большие вариации в них кварц-полевошпатовых соотношений. Гранито-гнейсы более однородны. Судя по диаграмме, невозможно получить породы состава гранито-гнейсов путем диатексиса пород зоны I, даже если мы учтем дифференциацию элементов (Менерт, 1971). На эту же диаграмму нанесены составы пород зоны Ia, т.е. зоны, где проявлена мигматизация (рис. 36, а), и скиалитов в поле гранито-гнейсов. Намечается дифференциация составов на две группы: малокварцевую (или бескварцевую), сохранившуюся в виде скиалитов, и гнейсов, окружающих поле $\gamma_1^ш$ и являющихся субстратом мигматитов. Последние по расположению на диаграмме приближаются к полю гранито-гнейсов, хотя и несколько смещены от них в сторону большего содержания темноцветных минералов и меньшего количества кварца и могут рассматриваться как промежуточные образования, из которых выплавлялись граниты жильного материала. Вследствие этого они обеднены кварцем по сравнению с породами зоны I, а затем испытали K-Na метасоматоз. Составы скиалитов отражают составы растений либо образований, наиболее устойчивых к процессам ультраметаморфизма.

Все приведенные данные наряду с присутствием расплавных включений в минералах гранито-гнейсов и соотношениями их с субстратом позволяют прийти к выводу о том, что параллельно с анатектическим плавлением пород происходила гранитизация в условиях высокой активности Na и меньшей K. Последняя

величина возрастала в ходе гранитообразования. В результате сочетания этих процессов возникли гранито-гнейсы, полное плавление которых приводило к формированию однородных масс гранитоидов. В ходе гранитообразования происходило повышение основности пород и калиевой щелочности. Это возможно при повышении $P_{\text{Общ}}$, падении $P_{\text{H}_2\text{O}}$. Плавление же гранито-гнейсов осуществлялось без существенного подъема температур, что следует из данных по $T_{\text{Гом}}$ расплавных включений в условиях спада $P_{\text{Общ}}$ и постоянства $P_{\text{H}_2\text{O}}/P_{\text{Общ}} \cdot \gamma_2^{\text{ш}}$ являются поздне-складчатыми образованиями, формирующимися после кристаллизации андалузита во вмещающих породах. Кроме того, за счет достаточно далеко зашедшего плавления гранито-гнейсов, в которых среднее отношение Ab/Or равно 3,6, должны были бы выплавляться расплавы тоналитового состава (Винклер, 1969); между тем в $\gamma_2^{\text{ш}}$ и $\gamma_3^{\text{ш}}$ эти отношения составляют 1,5 и 1,53 (табл. 27). Все это еще раз свидетельствует в пользу того, что формирование рассматриваемой серии гранитоидов происходило в открытой в отношении K и Na системе под влиянием глубинных флюидов, причем в плавление вовлекались не только гранито-гнейсы, которые формируются в результате процессов анатексиса и метасоматоза (или процессов магматического замещения), но и содержащиеся в них скиалиты вмещающей толщи. При этом на данной стадии происходит дальнейшая гомогенизация системы, что фиксируется по уменьшению дисперсий элементов и возрастанию значимости связей между ними. В пользу такой эволюции процессов во времени свидетельствуют и результаты факторного кластер-анализа.

В рассматриваемом ряду гранитообразования меняется характер связей элементов. В гранито-гнейсах (рис. 37) устанавливается лишь достаточно сильная отрицательная связь между не коррелирующими друг с другом K_2O и SiO_2 , с одной стороны, и всеми остальными окислами, с другой, что отражает процесс гранитизации, явившийся причиной формирования данного комплекса пород. Связи между группами фемических элементов слабые, а кальций, натрий и алюминий практически не коррелируются друг с другом. Все это вместе с фактом присутствия расплавных включений может говорить о значительной роли процессов магматического замещения, но не о кристаллизационной дифференциации вещества в формировании составов гранито-гнейсов.

В гранитах $\gamma_2^{\text{ш}}$ обнаруживаются достаточно сильные положительные связи внутри фемической группы элементов и между этой группой и связанными между собою Al_2O_3 и CaO . Такого рода факты говорят о том, что ко II этапу гранитообразования роль магматического фактора во фракционировании вещества гранитоидов возрастает. Можно предполагать, что в связи

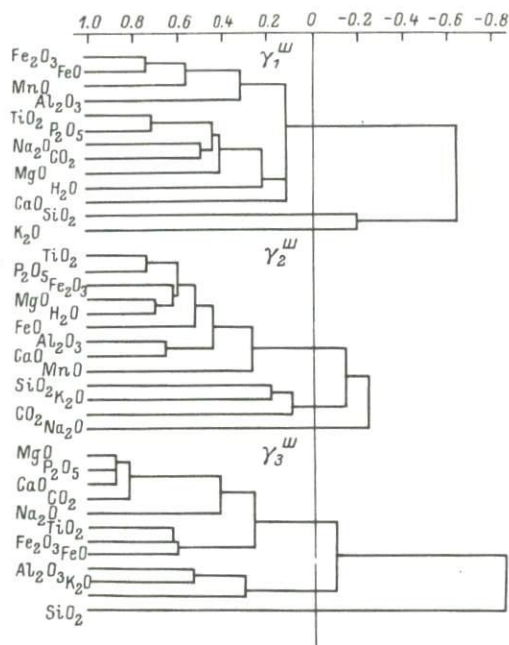


Рис. 37. Данные факторного кластер-анализа составов гранитоидов шатпутского типа.

с ранней кристаллизацией темноцветных минералов (биотита) и плагиоклаза повышенной основности происходило пропорциональное обеднение расплавов рассмотренными только что окислами. Обращает на себя внимание также факт отсутствия связей между содержанием всех окислов и $K_2O + Na_2O$, что может говорить об открытости системы по отношению к щелочам.

В пегматоидных гранитах обнаруживаются заметная положительная связь между K_2O и Al_2O_3 , сильная отрицательная связь SiO_2 со всеми остальными окислами и разделение фемических компонентов на две внутренне тесно связанные группы FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 и CaO , P_2O_5 , MgO , к последней из которых примыкает Na_2O . Наличие таких тесных связей между порообразующими элементами может свидетельствовать о дальнейшем повышении роли магматического фактора дифференциации вещества, хотя механизмы такого фракционирования не всегда ясны.

Широкие вариации содержаний элементов в γ_1^A относительно γ_2^A , большой разброс на всех используемых диаграммах точек составов пород также позволяет говорить о различиях условий их формирования как в отношении $T-P$ параметров, так и типов процессов.

Сравнение матриц парных коэффициентов корреляции для петрогенных элементов в γ_1^A и γ_2^A показало, что процент значимых связей от γ_1^A к γ_2^A возрастает от 31 до 47, а средний показатель силы корреляционной связи $R_{\text{ср}}^2$ - от 0.088 до 0.157. Коэффициент корреляции Si с другими элементами, как правило, по абсолютной величине выше для γ_2^A относительно γ_1^A . В табл. 35 приведены последовательности изменения r для гранитоидов джаланского типа. Характерно, что для γ_2^A эти последовательности практически полностью соответствуют теоретически ожидаемым для гранитоидов, кристаллизующихся из расплава (Абрамович, Груза, 1972), тогда как для γ_1^A возникают последовательности, характерные для метасоматически измененных образований.

При формировании плагиогранито-гнейсов γ_1^A процесс плавления, судя по отсутствию включений расплавов и низким температурам регионального метаморфизма исходных пород, которые оцениваются в 670-680°C, не имел места. Сопоставление гистограмм распределения элементов показывает, что от зоны III к зоне I и плагиогранито-гнейсам происходит привнос Si и Na и вынос K, причем появление на гистограммах двух максимумов K, один из которых совпадает с интервалом содержания для плагиогранито-гнейсов, свидетельствует о том, что Na метасоматоз происходил в низкотемпературных зонах, что и подтверждается проявлением альбитизации и скаполитизации. На диаграмму Qu - Fsp - maf (рис. 36, б) нанесены составы пород зон I и Ia, а также контуры поля плагиогранито-гнейсов. Намечается перекрытие составов пород зон I и Ia. Однако при широком спектре составов для обеих зон среди пород последней выявляются образования, содержащие меньшее количество темноцветных минералов. Они занимают часть поля плагиогранито-гнейсов и, возможно, являются переходными к ним образованиями. В отличие от γ_1^W , составы которых отражают сочетание процессов метасоматоза и анатексиса, разброс точек составов γ_1^A более значительный, они менее однородны. По-видимому, отдельные образцы отражают различные стадии преобразования субстрата. Особенно это отчетливо видно на диаграммах Qu - Fsp - maf (рис. 33), где точки составов γ_1^A выходят за пределы поля γ_1^W в сторону обогащения темноцветными минералами, и на диаграмме CaO - Al₂O₃ - (Fe, Mg)O, где они вытягиваются параллельно стороне (Fe, Mg)O - Al₂O₃.

Комплекс щелочных гранитоидов локализован в поле плагиогранито-гнейсов. Судя по наличию в нем расплавных включений, можно думать, что кристаллизация происходила из расплава. Первые его разновидности - биотитовые плагиограниты - вполне могли образоваться в условиях повышения температур при плавлении пород типа плагиогранито-гнейсов. Следующие раз-

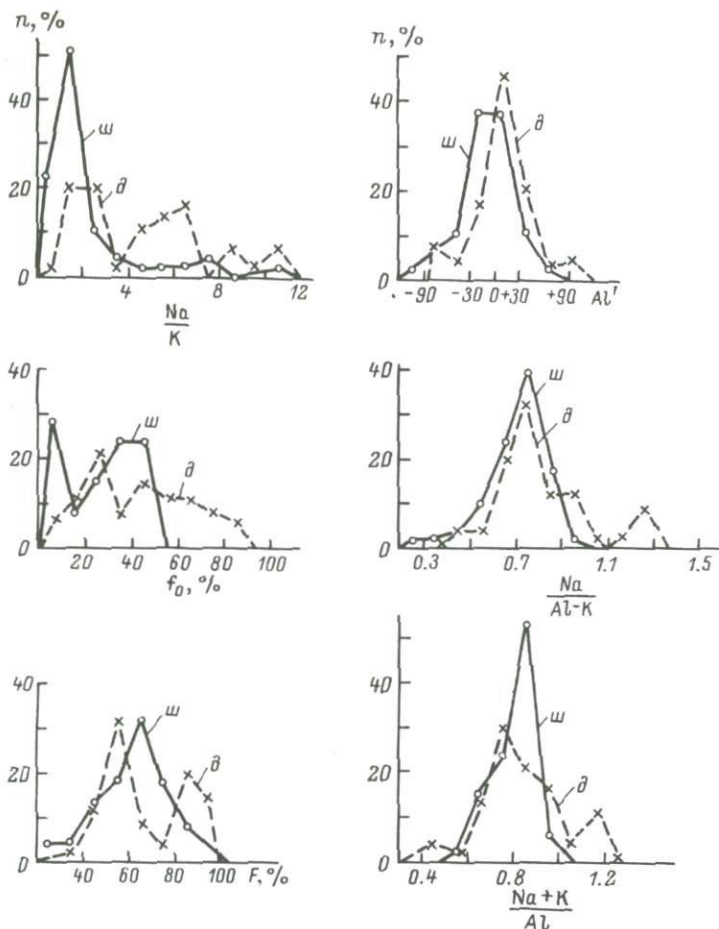


Рис. 38. Гистограммы распределения некоторых параметров составов гранитоидов шатпутского (ш) и джаланского (д) типов, построенных соответственно по 51 и 46 образцам.

новидности существенно отличаются от них уменьшением Al , Ca и Na/K отношения (табл. 33), возрастанием Si , причем эти изменения настолько резкие, что на общих гистограммах распределения параметров состава появляются вторые пики частот распределения, связанные именно с этими разновидностями (рис. 38). По мнению В.С. Павленко и В.А. Поповой (1970), щелочные граниты, как и окружающие их плагиогранито-гнейсы, образовались в результате единого метасоматоза без плавления. Однако присутствие в зернах кварца щелочных гранитов включений расплавов и расплавов-рассолов, наличие резких и секущих

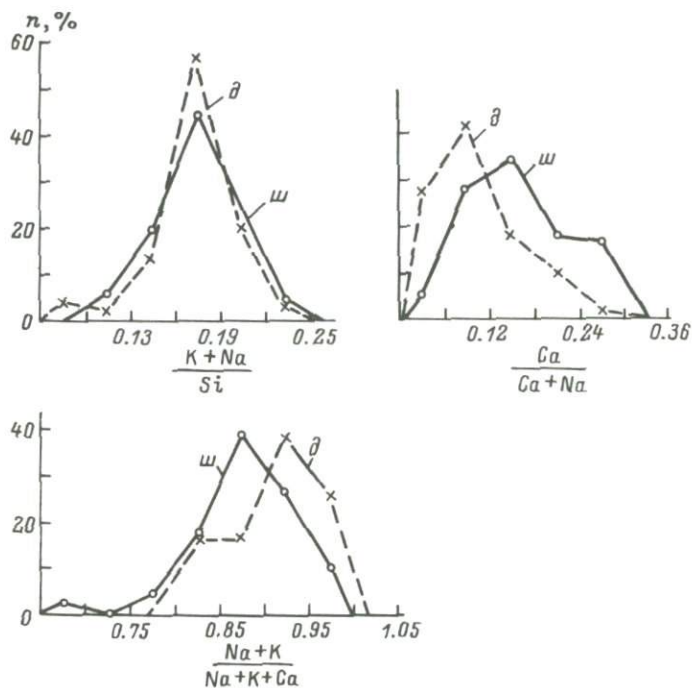


Рис. 38 (продолжение).

контактов щелочных гранитов и плагиогранито-гнейсов, а также оторванность их во времени друг от друга (плагиогранито-гнейсы связаны с двумя наиболее ранними из известных в данном регионе генерациями складок) свидетельствуют о том, что щелочные граниты кристаллизовались из магмы, хотя не исключена большая роль в их формировании поствагматических флюидов. Формирование магмы происходило путем плавления пород типа плагиогранито-гнейсов, но на более глубинном уровне. Эволюция расплава в сторону обогащения его хлоридами Na и превращения в расплав-рассол, а затем во флюид обусловила отмеченные закономерности смены разновидностей пород.

Факторный кластер-анализ плагиогранито-гнейсов (рис. 39) выявляет наличие сильных положительных связей только в группах FeO , MgO , MnO , с одной стороны, и TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , с другой, между которыми существует сильная отрицательная связь. Такая картина вполне объяснима, так как в составе плагиогранито-гнейсов находит отражение процесс гранитизации, приведший к их формированию. Для более подробного анализа особенностей химического состава рассмотренного комплекса пород целесообразно рассмотреть биотитовые и биотит-ждритовые плагиогранито-гнейсы отдельно, учитывая то, что они,

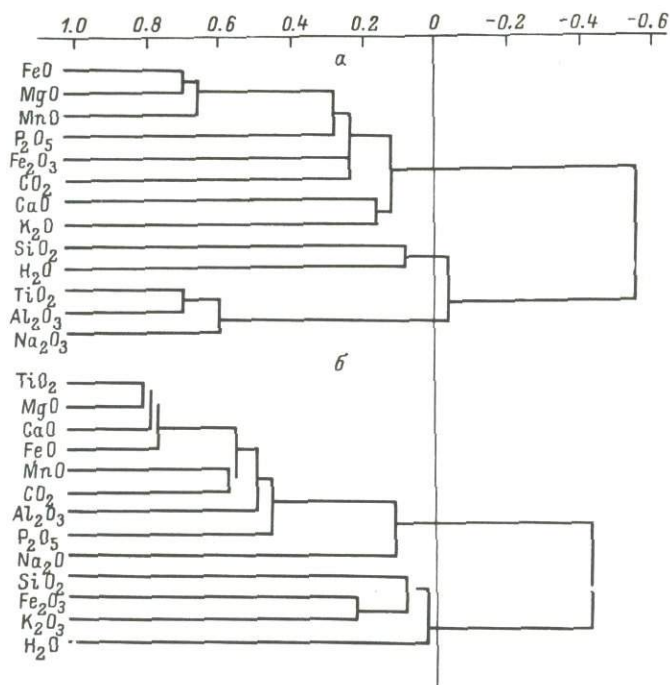


Рис. 39. Данные факторного кластер-анализа составов гранитоидов джаланского типа. (а - γ_1^A , б - γ_2^A).

развиваясь последовательно, отражают в себе единый процесс метасоматического гранитообразования (рис. 40). Тесная положительная связь FeO , MgO и K_2O в биотитовых плагиогранито-гнейсах и отрицательная корреляция с Si и группой TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O (последняя связана с кремнеземом отрицательно) могут явиться подтверждением выноса не только FeO , но и K_2O при метасоматозе в результате растворения биотита. При этом наблюдается тенденция к образованию мономинеральных альбитовых или кварцевых пород, что определяет отрицательную связь между SiO_2 и Al_2O_3 , Na_2O . В жедритовых породах вид кластера резко меняется, хотя главные особенности сопряженного изменения содержаний породообразующих окислов остаются прежними. K_2O , FeO и MgO теряют положительную связь друг с другом, что объясняется участием в процессах аллохимических преобразований не одного, а двух темноцветных минералов, резко различающихся по составу. Учитывая то, что при переходе от биотитовых к жедритовым породам заметно снижается железистость, повышается содержание FeO и MgO (особенно последнего) и уменьшается отношение $\frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Al}}$, можно высказать предположение, что на данной стадии процесса обнаруживаются тен-

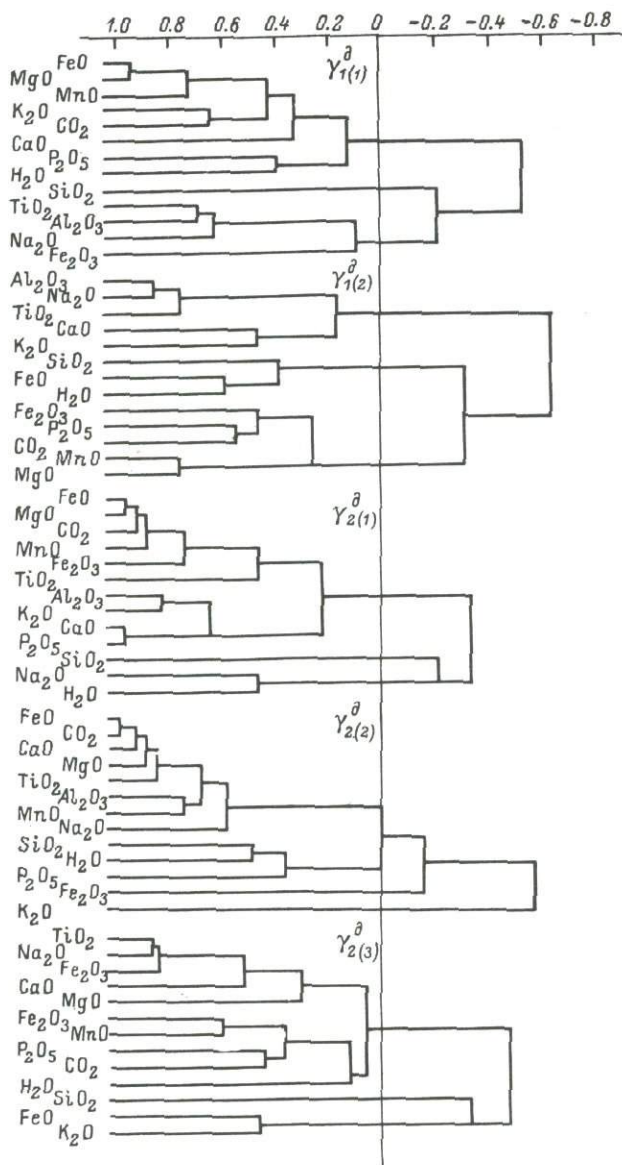


Рис. 40. Данные факторного кластер-анализа составов биотитовых ($\gamma_{1(1)}^{\partial}$), биотит-ждритовых ($\gamma_{1(2)}^{\partial}$) плагиогранито-гнейсов, биотитовых ($\gamma_{2(1)}^{\partial}$), биотит-магнетитовых ($\gamma_{2(2)}^{\partial}$) и эгирин-рибекитсодержащих ($\gamma_{2(3)}^{\partial}$) гранитов из комплекса щелочных гранитоидов.

денции к переотложению MgO (в виде жедрита). Меньшая подвижность магния по сравнению с FeO и CaO и относительно высокая активность этого компонента в кислотных минералообразующих средах отмечались выше при рассмотрении процессов кислотного выщелачивания и сопряженного с ним железо-магниевого метасоматоза.

Для щелочных гранитоидов устанавливается целый ряд сильных положительных связей между элементами, характер которых находится в очевидной зависимости от особенностей парагенезисов минералов. В плагиогранитах K_2O и Al_2O_3 , будучи положительно связанными с CaO и P_2O_5 , примыкают к группе фемических окислов, что может говорить о кристаллизации биотита в процессах фракционирования. Na_2O обособляется и приобретает слабую отрицательную связь с SiO_2 , а вместе они имеют довольно сильную отрицательную связь с остальными компонентами, что говорит о фракционировании путем кристаллизации кислого плагиоклаза, одновременно ослабляющей связь Al_2O_3 с фемической группой. В биотит-магнетитовых гранитах проявляется отрицательная связь K_2O , к которому примыкает Fe_2O_3 , со всеми остальными окислами, что и определяет кристаллизацию калиевого полевого шпата. Видимо, появление последнего следует связывать с повышением окислительного потенциала и одновременным увеличением щелочности среды. Что касается натрия, то легко объяснима лишь его сильная положительная связь с алюминием, отражающая процессы фракционирования при кристаллизации кислого плагиоклаза. Связь натрия с группой фемических элементов может быть объяснима только тем, что в других дифференциатах комплекса щелочных гранитоидов происходило фракционирование магм путем кристаллизации и удаления из системы щелочных амфиболов и пироксенов. Примерно такие же связи сохраняются и в группе собственно щелочных гранитов, в которых упомянутые минералы действительно присутствуют.

В целом необходимо отметить, что наличие многочисленных сильных связей между окислами в комплексе щелочных гранитоидов, в формировании которых, судя по результатам исследования включений минералообразующих сред, существенная роль принадлежит расплавам, может свидетельствовать о большом значении магматического фактора в дифференциации вещества. Но это не значит, что формирование всех разновидностей пород можно связывать с явлениями кристаллизационной дифференциации. Обособление Na_2O в ранних плагиогранитах, а K_2O в поздних магнетитовых и собственно щелочных гранитах от остальных окислов и появление сильных отрицательных связей между ними могут свидетельствовать об открытости систем по отношению к щелочам и о значительной роли взаимодействия флюидов с расплавами.

В целом гранитоиды шатпутского типа имеют более однород-

ный состав, о чем можно судить по форме гистограмм распределения ряда параметров, тогда как для джаланского типа свойственна более сложная форма кривых распределения, часто с несколькими максимумами, свидетельствующими о неоднородности состава (рис. 38). Это говорит о большой родственности составов генераций гранитоидов шатпутского типа по сравнению с джаланским. При близости температур кристаллизации в группах гранитоидов I типа и расположении γ_2^W и γ_3^W часто в поле γ_1^W можно говорить о незначительном их перемещении в отличие от γ_2^A , более перемещенных относительно γ_1^A .

В целом следует подчеркнуть, что гранитизация в Шатпутской и Джаланской термальных структурах имела натриевый характер. В Шатпутском куполе активность К, возможно в силу более высоких T и флюидно-магматического взаимодействия, была выше. В Джаланской антиклинали при образовании плагиогранито-гнейсов процессы плавления не имели места в силу более низких температур, магмы гранитов возникали на более глубоком уровне и эволюционировали в сторону щелочных гранитов под влиянием натрово-хлоридно-углекислых флюидов; при этом осуществлялся переход расплава в расплавы-рассолы, последние обогащались после кристаллизации плагиогранитов калием. При переходе в зону плавления кристаллизационная дифференциация вещества приобретает все большее значение, о чем свидетельствует зависимость характера связи между содержанием породообразующих окислов от минеральных парагенезисов гранитоидов. Вместе с тем факторный кластер-анализ показывает, что магматические системы были открыты по отношению по крайней мере к щелочам, а это значит, что существовали интенсивные взаимодействия между флюидами и магмами, вызывающие существенные изменения составов тех и других. Сущность этого взаимодействия состояла в относительном обогащении расплавов калием. В результате таких трансформаций исходная натровая специализация флюида усиливалась.

Петрогенетические особенности гранитоидов в четверной системе Ab-An-Or-Qu

В четверной гранитной системе точки составов γ_1^W (рис. 41) ложатся с широким разбросом за счет того, что содержание кварца и соотношения щелочных полевых шпатов в них значительно варьируют (здесь и далее в этой части речь идет о нормативных минералах). Облако точек имеет неправильную форму, так что в нем трудно выделить доминирующее направление растянутости, обычно четко определяемое в рассматриваемой закрытой системе для продуктов анатексиса и недискретной кри-



Рис. 41. Поля составов гранитоидов шатпутского типа и вмещающих пород разных зон метаморфизма (а) на проекциях диаграмм $Ab-An-Or-Qu$ (H_2O) и проекции (б) этой системы (Кравцова, 1974).

Максимумы плотностей распределения оконтурены линиями 1-3. Поля составов: 1 -

γ_1^w , 2 - γ_2^w , 3 - γ_3^w ; составы пород зон метаморфизма: 4-Ia, 5-I, 6-II. Сплошные тонкие и жирные линии - поверхности кристаллизации и линии котектики при $P_{H_2O} = 0.5$ кбар, штриховые - то же при $P_{H_2O} \approx 3$ кбар. Светлые кружки - точки М и Е при $P_{H_2O} = 0.5-1.0$ кбар, точки - при $P_{H_2O} = 0$ и $P_{общ} = 1-1.0$ кбар, крест - $P_{H_2O} = P_{общ} = 0$.

сталлизационной дифференциации (Кравцова, 1978). Слабо проявленная тенденция изменения составов от ребра $Ab-Or$ параллельно грани $Ab-Or-Qu$ в сторону повышения содержания кварца и ортоклаза, вероятно, соответствует тренду альбитизации исходных пород, поскольку составы наименее измененных вмещающих пород (зоны II-III) располагаются как раз на продолжении облака точек гранитоидов γ_1^w , ближе к ребру $Or-Qu$ (рис. 41). Заключение о влиянии метасоматоза на формирование делается на том основании, что продукты анатексиса пород, подобных тем, что встречаются в зоне II, без влияния привноса должны были бы располагаться меж-

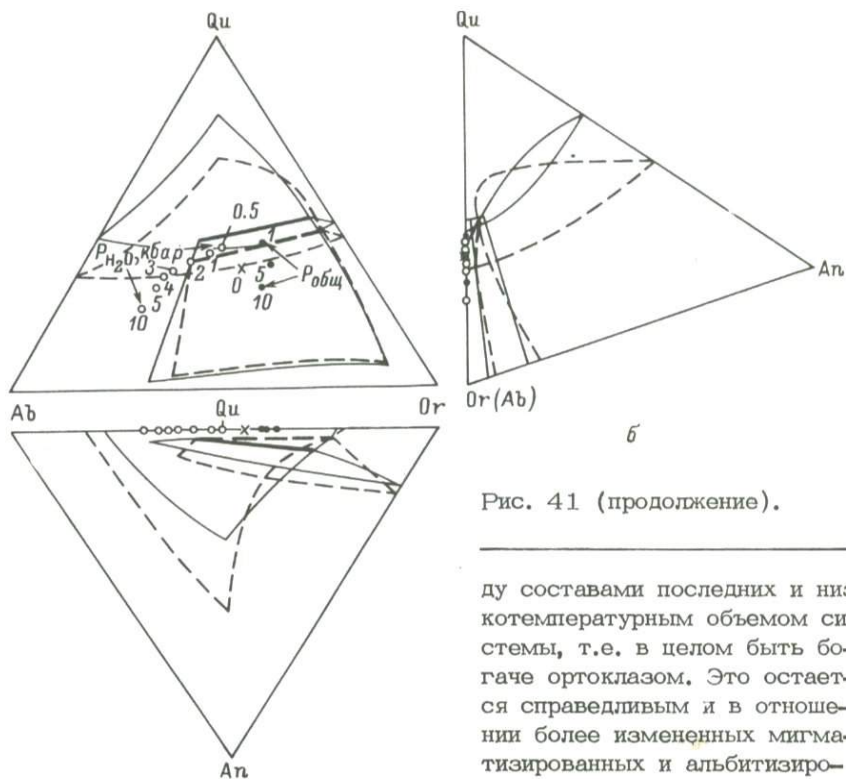


Рис. 41 (продолжение).

(рис. 41), если рассматривать их как исходный материал для комплекса γ_1^w .

Однако нельзя совершенно определенно отрицать участие анатексиса в процессе формирования гранитоидов γ_1^w , поскольку большая часть их все же приурочена к котектической поверхности Or - Pl, хотя положение последней благодаря описанной бесформенности облака точек не фиксируется четко. Кроме того, нельзя не учитывать, что состав γ_1^w мог быть изменен более поздними процессами, когда их „ортоклазовая“ часть в какой-то мере была удалена при образовании γ_2^w .

Граниты γ_2^w (рис. 41) обладают особенностями, характерными для анатектических гранитоидов в закрытой системе; они дают компактный сгусток точек, приуроченный к главной котектической линии при $P_{H_2O} \approx 2-3$ кбар и несколько большем $P_{общ}$. Влияние последнего сказывается на относительном понижении содержания кварца и повышении анортита в д. котектики, а также на вероятной обогащенности ортоклазом низкотемпературного окончания этой линии (судя по относительно ортоклазовому составу комплекса в целом) по сравнению с тем, что наблюдалось бы при $P_{H_2O} = P_{общ} =$

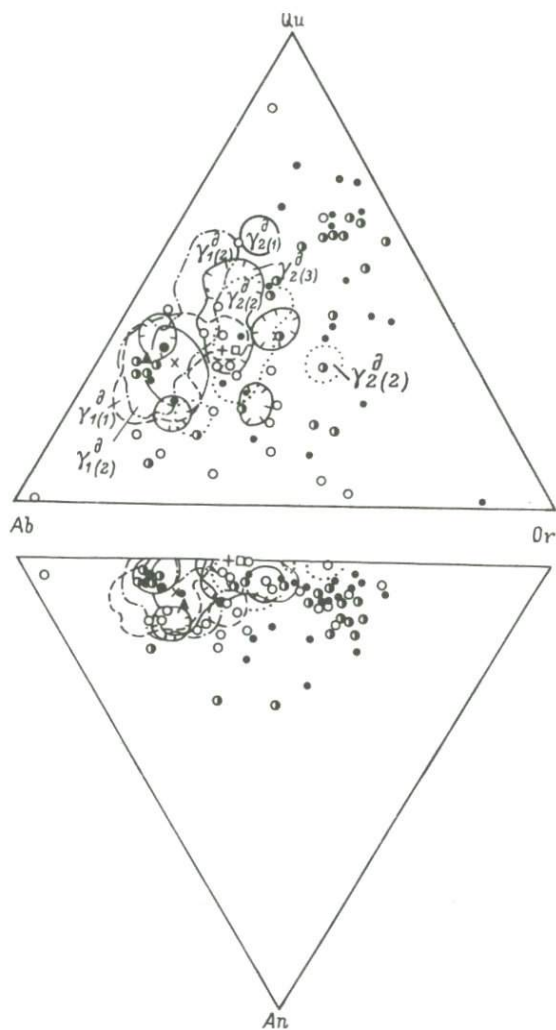


Рис. 42. Поля составов гранитоидов джаланского типа и составы вмещающих пород разных зон метаморфизма на проекциях диаграммы $Ab-An-Or-Qu$ (H_2O).

Максимумы плотностей распределения оконтурены линиями 1-5. 1 - $\gamma_{1(1)}^a$, 2 - $\gamma_{1(2)}^a$, 3 - $\gamma_{2(1)}^a$, 4 - $\gamma_{2(2)}^a$, 5 - $\gamma_{2(3)}^a$; составы пород зон метаморфизма: 6 - Ia, 7 - I, 8 - II.

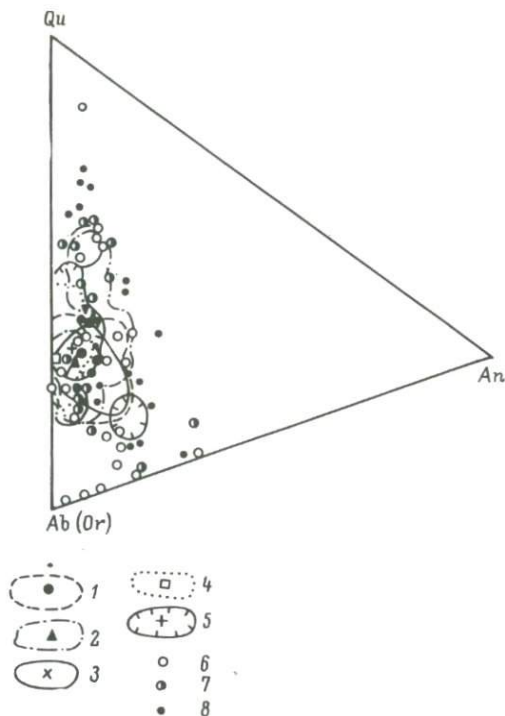


Рис. 42 (продолжение).

= 2–3 кбар. Эти данные не противоречат тем, которые получены по составам флюидов (гл. 6).

Близость $\gamma_1^{\text{ш}}$ и $\gamma_2^{\text{ш}}$ подчеркивается частичным перекрытием их составов. Составы $\gamma_2^{\text{ш}}$ частично совпадают с таковыми самых богатых ортоклазом разновидностей $\gamma_1^{\text{ш}}$. Маловероятно, чтобы такое совпадение было возможным для пород, возникших из разных источников, так как составы гранитов с содержанием анортита, подобным таковому в $\gamma_2^{\text{ш}}$, обычно не ложатся так близко к углу ортоклаза, а наоборот, протягиваются к низкотемпературному окончанию главной котектики из объема плагиоклаза. Для $\gamma_3^{\text{ш}}$ имеется небольшое число анализов. Точки составов ложатся с широким разбросом в разных направлениях. Скорее всего это свидетельствует о существенной роли метасоматоза.

Плагиогранито-гнейсы $\gamma_1^{\text{д}}(1)$ и $\gamma_1^{\text{д}}(2)$ почти идентичны по составам, кроме того, что в последних встречаются разновидности, значительно обогащенные кварцем (рис. 42). Они характеризуются

высоким содержанием альбита, так что рой точек сдвинуты к ребру $Ab - Qu$, так же как самая богатая альбитом часть комплекса γ_1^u .

Сгусток точек составов $\gamma_{1(1)}^A$ приурочен к котектической поверхности $Qu - Pl$; большая часть точек составов $\gamma_{1(2)}^A$ занимает примерно то же положение; остальные растягиваются в объеме кварца, причем Ab/O_r во всех разновидностях пород этого комплекса сохраняется приблизительно постоянным. Удаленность рассматриваемых групп гранитоидов от низкотемпературного объема системы (как в случае с γ_1^u) и их расположение относительно состава исходных для них пород (рис. 42) свидетельствуют об их происхождении при $Na - Si$ метасоматозе, причем роль привноса (во всяком случае Si) возрастает от $\gamma_{1(1)}^A$ к $\gamma_{1(2)}^A$.

Породы группы γ_2^A мало похожи на анатектические в закрытой системе. $\gamma_{2(1)}^A$ близки вообще к γ_1^A и особенно к $\gamma_{1(2)}^A$, но несколько богаче ортоклазом (рис. 42). $\gamma_{2(2)}^A$ ложатся еще ближе к низкотемпературному объему системы, но дают широкий разброс точек, подобно метасоматическим комплексам. Во всяком случае составы ни тех, ни других не могут быть отнесены к котектическим. Граниты $\gamma_{2(3)}^A$ довольно четко и компактно концентрируются вокруг точки M при $P_{H_2O} \approx 3$ кбар. Они представляют собой явно щелочные гранитоиды, обогащенные Na , что свидетельствует об их родстве с $\gamma_{2(1)}^A$ и $\gamma_{2(2)}^A$ и отличает от „сухих“ щелочных гранитов типа рапакиви. В целом граниты γ_2^A , судя по последовательно возрастающей калиевости и приближении к котектическим составам в направлении от $\gamma_{2(1)}^A$, можно представить как продукты кристаллизационной дифференциации магмы, полученной почти полным переплавлением γ_1^A . Однако форма, а вернее бесформенность, сгустков точек свидетельствует о том, что эти процессы протекали в обстановке, отличной от условий закрытой системы.

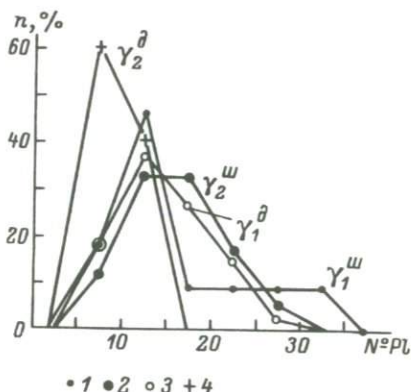
Таким образом, данные, полученные при использовании четверной гранитной системы, согласуются в общих чертах с результатами геологических и петрохимических наблюдений, а также исследований включений минералообразующих сред.

Минералы гранитоидов

Основная цель данного раздела состоит в выявлении эволюции состава минералов в сериях гранитоидов и установлении причин этой эволюции. Главное внимание уделено полевым шпатам — плагиоклазу и калиевому полевому шпату, присутствующим во всех группах гранитоидов, за исключением γ_1^A , лишенных калиевого полевого шпата, и биотиту как единственному $Fe - Mg$ минералу, встречающемуся постоянно, хотя часто и в небольших количествах.

Рис. 43. Гистограмма распределения номеров плагиоклазов в гранитоидах.

1 - γ_1^w (22), 2 - γ_2^w (18),
3 - γ_1^d (33), 4 - γ_2^d (10).
В скобках - количество образцов.



Кроме минералов гранитоидов привлекаются для сравнения минералы сиенитов, слагающие массив на левобережье р. Саськ (Джаланская термальная антиклиналь) и являющиеся более поздними, чем γ_2^d и γ_2^w .

Плагиоклазы исследовались из всех групп гранитоидов и сиенитов как по составу, так и структурному состоянию. Количественно-спектральным методом определялось содержание Ca, Ba, Sr и Ti; по показателям преломления устанавливался номер плагиоклаза. Дифрактограммы порошковых проб снимались Т.Н. Нгуи и Н.Н. Копейкиным на дифрактометре Дрон-1 (медное излучение, никелевый фильтр) в диапазоне углов $2\theta = 29-32^\circ$. Каждый образец снимался два раза со скоростью 0.5 и 0.25 град./мин с целью точного определения расстояния $\Delta 2\theta_{131} = 2\theta_{131} - 2\theta_{\bar{1}\bar{3}1}$. Точность определения $\Delta 2\theta_{131} = 0.02^\circ$. По диаграмме, построенной в координатах $\Delta 2\theta_{131}$ и N^{pl} Д.Б. Слеммонсом (Slemmons, 1962) и впоследствии уточненной и расширенной И.Е. Каменцевым (Каменцев, Бломштейн, 1974), снимались значения индекса упорядоченности (ИУ) и индекса структурной упорядоченности (ИСУ).

На рис. 43 сведены результаты оптического изучения плагиоклазов. Видно, что при широких вариациях содержаний анортита максимум частоты встречаемости для γ_1^w приходится на интервал 10-15%; для γ_2^w он смещается в сторону повышения основности (10-20% An); для γ_1^d он совпадает с интервалом, характерным для γ_1^w , смещаясь в область более кислых составов (5-10% An) для γ_2^d . В табл. 36 приведены содержания Ca, Ba, Sr и Ti в плагиоклазах, а в табл. 37 - средние содержания этих элементов и другие статистики. Видны значительные вариации в их содержаниях, причем коэффициенты вариаций для Ba и Sr несколько выше, чем для Ca. Несмотря на частичное перекрытие 95% доверительных интервалов для средних, намечается отчетливая тенденция возрастания содержаний Ca, Ba и Sr в плагиоклазах от γ_1^w к

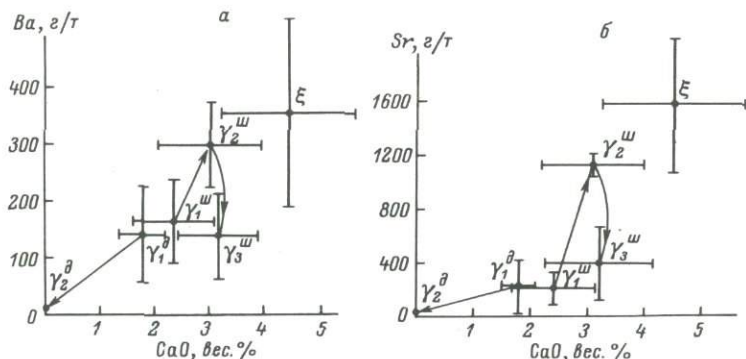


Рис. 44. Диаграммы Ba-CaO (а) и Sr-CaO (б) для средних содержаний этих элементов и их 95%-е доверительные интервалы в плагиоклазах гранитоидов.

Стрелками показана эволюция составов плагиоклазов в шатпутском и джаланском типах гранитообразования.

γ_2^w и γ_3^w (табл. 37, рис. 44) и значительное убывание этих величин от γ_1^d к γ_2^d . Плагиоклазы γ_1^d и γ_1^w неотличимы друг от друга по содержанию Ba и Sr, но в первых содержания Ca более низкие. Что же касается γ_2^w и γ_2^d , то различия в их составах максимальные. Плагиоклазы сиенитов характеризуются максимально высокими содержаниями Ca, Ba и Sr (табл. 36, рис. 44).

В табл. 38 приведены значения парных коэффициентов корреляции между анализируемыми элементами для γ_1^w , γ_2^w и γ_1^d . Значимые положительные связи установлены во всех группах между Sr и Ca, а в группе γ_2^w еще также между Ca и Ti, Ba и Ti, Sr и Ba, Sr и Ti, т.е. количество значимых связей растет к γ_2^w , т.е. гранитоидам, в формировании которых возрастает роль магматического фактора.

Установленные закономерности изменения состава плагиоклазов отражают эволюцию состава самих гранитоидов при последовательном гранитообразовании. С повышением содержания Ca в гранитоидах шатпутского типа связано возрастание основности плагиоклаза и как сопутствующее этому – увеличение в них концентрации Ba и Sr; в серии джаланского типа, наоборот, во времени происходит уменьшение кальциевости пород и соответственно – повышение кислотности плагиоклаза, а также уменьшение в них Ba и Sr. Следует подчеркнуть большую близость составов плагиоклазов γ_1^w и γ_2^w в отличие от γ_1^d и γ_2^d . Такая же закономерность характерна и для валовых составов пород и связывается нами с различной дальностью перемещения расплавов от зоны своего зарождения

Т а б л и ц а 36

Содержания элементов в плагиоклазах

| Номер образца | CaO, % | TiO ₂ | Ba | Sr |
|--------------------------------------|--------|------------------|-----|------|
| | | г/г | | |
| Гранито-гнейсы $\gamma_1^{\text{ш}}$ | | | | |
| S-328в | 2.1 | 150 | 90 | 380 |
| S-329б | 3.3 | 230 | 170 | 600 |
| S-340д | 3.7 | 180 | 80 | 150 |
| S-341 | 0.8 | 700 | 25 | 70 |
| S-356 | 4.5 | 250 | 170 | 180 |
| S-357/11 | 2.8 | 250 | 250 | 190 |
| 357/15 | 5.8 | 200 | 160 | 900 |
| S-360а | 1.5 | 200 | 250 | 400 |
| S-360д | 2.1 | 300 | 60 | 140 |
| S-360з | 1.5 | 270 | 650 | 150 |
| 670/3 | 3.9 | 800 | 120 | 700 |
| 675/7 | 2.5 | 800 | 70 | 180 |
| 680/9 | 1.5 | 300 | 210 | 200 |
| 681/6 | 0.75 | 200 | 250 | 180 |
| S-341б | 0.3 | 400 | 55 | 40 |
| S-361е | 1.2 | - | 150 | 150 |
| Граниты $\gamma_2^{\text{ш}}$ | | | | |
| S-329в | 3.0 | 250 | 400 | 620 |
| S-331б | 2.1 | 180 | 240 | 200 |
| S-336г | 2.6 | 200 | 300 | 550 |
| S-336е | 1.2 | 160 | 120 | 120 |
| g-337 | 1.8 | 230 | 180 | 800 |
| S-337г | 3.9 | 300 | 450 | 1500 |
| g-337е | 3.9 | 400 | 350 | 1600 |
| 651/1 | 0.3 | - | 13 | 45 |
| 657/25 | 6.8 | 450 | 380 | 3500 |
| 657/26 | 7.5 | 1300 | 110 | 1600 |
| 670/2 | 7.2 | 500 | 170 | 1000 |
| 673/1 | 7.0 | 550 | 650 | 6500 |
| 675/2 | 3.5 | 500 | 700 | 2100 |
| 675/3 | 3.1 | 300 | 450 | 1700 |
| 675/9 | 3.1 | 400 | 250 | 550 |
| 677/1 | 3.1 | 400 | 450 | 1100 |
| 679/1 | 1.1 | 200 | 300 | 180 |
| 680/1 | 2.5 | 400 | 110 | 550 |

Т а б л и ц а 36 (продолжение)

| Номер образца | CaO, % | TiO ₂ | Ba | Sr |
|--|--------|------------------|-----|-----|
| | | г/т | | |
| Граниты $\gamma_2^{\text{ш}}$ | | | | |
| S-331a | 1.0 | 550 | 220 | 120 |
| S-331b | 1.8 | 250 | 240 | 150 |
| S-342б | 0.45 | 400 | 70 | 70 |
| S-360б | 1.0 | - | 350 | 160 |
| Пегматиты $\gamma_3^{\text{ш}}$ | | | | |
| S-357/8 | 3.7 | 400 | 120 | 530 |
| S-362/1 | 2.7 | - | 160 | 250 |
| Вмещающие породы | | | | |
| 25/14 | 4.8 | 800 | 300 | 500 |
| 25/15 | 4.1 | 3500 | 100 | 310 |
| S-328e | 2.4 | 250 | 500 | 170 |
| S-329д | 4.8 | 400 | 600 | 520 |
| S-331a | 2.5 | 200 | 300 | 140 |
| 675/4 | 6.8 | 400 | 180 | 55 |
| 675/6 | 5.5 | 300 | 130 | 450 |
| 25/14 | 1.1 | 450 | 240 | 250 |
| Плагиигранито-гнейсы $\gamma_1^{\text{д}}$ | | | | |
| 347/4 | 1.8 | 450 | 170 | 300 |
| S-380 | 1.5 | - | 350 | 200 |
| S-380ж | 2.1 | - | 120 | 280 |
| S-382г | 1.6 | - | 90 | 200 |
| S-382з | 1.2 | - | 120 | 150 |
| S-383г | 1.8 | - | 200 | 170 |
| 647/1 | 1.3 | - | 70 | 140 |
| 647/3 | 1.0 | 300 | 60 | 100 |
| 647/5 | 2.5 | 400 | 160 | 320 |
| S-382 | 2.7 | 650 | 100 | 300 |
| S-383 | 2.5 | - | 110 | 170 |

Т а б л и ц а 36 (продолжение)

| Номер образца | CaO, % | TiO ₂ | Ba | Sr |
|-------------------------------|--------|------------------|-----|------|
| | | г/т | | |
| Щелочные граниты γ_2^A | | | | |
| S-386o | < 0.1 | - | 18 | 7 |
| S-386r | < 0.1 | - | 18 | 11 |
| S-386и | < 0.1 | - | 22 | 10 |
| 386л | < 0.3 | - | 60 | 40 |
| Сиениты | | | | |
| S-368 - | 5.2 | 1700 | 500 | 2000 |
| S-370e | 6.0 | 600 | 220 | 2000 |
| S-374 | 3.2 | 400 | 500 | 1000 |
| S-379в | 3.8 | 650 | 200 | 1300 |

к месту кристаллизации – при более значительном пути следования имеется больше возможностей для дифференциации элементов.

В табл. 39 приведены результаты рентгеновского изучения плагиоклазов не только гранитоидов Музкола и пород субстрата, но и язгулемских альбититов. Последние, как будет показано далее, возникли в результате Na-Si метасоматоза по биотит-кварц-плагиоклазовым и биотит-амфибол-плагиоклазовым сланцам язгулемской серии при температурах порядка 600–650°C. Часто величины ИУ имеют значения больше 100, т.е. практически диаграмма Д.Б. Слеммонса не охватывает область наиболее упорядоченных плагиоклазов, тогда как диаграмма И.Е. Каменцева, основанная на большем количестве разнородных природных образцов, лишена этого недостатка. Максимальные значения ИСУ, значимо отличающиеся, характерны для плагиоклазов γ_2^A и альбититов с минимальным содержанием Са. Для них же свойственны и низкие коэффициенты вариаций средних значений ИСУ. Плагиоклазы $\gamma_1^W, \gamma_2^W, \gamma_3^W$ и γ_1^A характеризуются близкими значениями ИСУ и коэффициентами вариаций в пределах 20%. Эти закономерности и прежде всего обратная корреляционная связь между N^2PL и ИСУ видны на рис. 45.

Экспериментально установлено, что упорядоченность плагиоклазов зависит от T кристаллизации, ее значение возрастает по мере понижения T (рис. 46). Эти экспериментальные результаты подтверждаются при анализе фактического материала по гранитоидам амфиболитовой и гранулитовой фаций Алданского шита и его обрамления (Галибин и др., 1972). Привлечение других объектов исследования подтверждает эту же закономерность (рис. 46). Установ-

Таблица 37

Средние содержания породообразующих и редких элементов (\bar{X}) в полевых

| Группа пород | n | CaO, вес.% | | | | TiO ₂ , г/т | | | |
|-------------------------|----|--------------------------|---------|---------------|-------|-------------------------|------|--------------------|------|
| | | \bar{X} | S | $\pm\Delta X$ | v | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | v |
| Плагиоклазы | | | | | | | | | |
| γ_1^W | 16 | 2.39 | 1.52 | 0.75 | 63.6 | 330 | 231 | 113 | 70 |
| γ_2^W | 22 | 3.09 | 2.21 | 0.93 | 71.52 | 370 | 259 | 109 | 70 |
| γ_3^W | 2 | 3.20 | 0.71 | 0.99 | 22.19 | Не обн. | | | |
| γ_1^A | 11 | 1.82 | 0.57 | 0.34 | 31.32 | 183 | 227 | 134 | 124 |
| γ_2^A | 4 | <0.15 | Не обн. | | | | | | |
| Σ | 4 | 4.5 | 1.28 | 1.25 | 28.44 | 837 | 585 | 573 | 70 |
| Калиевые полевые | | | | | | | | | |
| γ_1^W | 11 | 0.36 | 0.23 | 0.13 | 63.89 | 61 | 53 | 31 | 87 |
| γ_2^W | 14 | 0.45 | 0.14 | 0.07 | 31.11 | 94 | 80 | 42 | 85 |
| γ_3^W | 4 | 0.45 | 0.18 | 0.18 | 40.0 | 75 | 87 | 85 | 116 |
| γ^A | 5 | 0.17 | 0.04 | 0.03 | 23.53 | Не обн. | | | |
| Σ | 3 | 1.31 | 0.57 | 0.64 | 43.51 | 250 | 173 | 196 | 69 |
| K ₂ O, вес.% | | | | | | | | | |
| Группа пород | n | Na ₂ O, вес.% | | | | K ₂ O, вес.% | | | |
| | | \bar{X} | S | $\pm\Delta X$ | v | \bar{X} | S | $\pm\Delta X$ | v |
| γ_1^W | 13 | 1.78 | 0.34 | 0.18 | 19.10 | 14.29 | 0.95 | 0.51 | 6.65 |
| γ_2^W | 13 | 1.71 | 0.28 | 0.15 | 16.37 | 13.81 | 1.11 | 0.60 | 8.04 |
| γ_3^W | 5 | 2.33 | 0.54 | 0.48 | 23.18 | 13.45 | 0.78 | 0.69 | 5.8 |
| γ_2^A | 6 | 1.97 | 0.35 | 0.28 | 17.77 | 14.1 | 0.66 | 0.53 | 4.68 |
| Σ | 3 | 3.04 | 0.47 | 0.53 | 15.46 | 12.89 | 0.21 | 0.24 | 1.63 |

шпатах гранитоидов

| | Ba, г/т | | | | Sr, г/т | | | | | | | |
|------------------------|------------------------|------|---------------|-----|------------------------|------|---------------|-----|------------------------|-----|---------------|-----|
| | \bar{X} | S | $\pm\Delta X$ | v | \bar{X} | S | $\pm\Delta X$ | v | | | | |
| | 168 | 151 | 74 | 90 | 228 | 245 | 120 | 108 | | | | |
| | 297 | 174 | 73 | 59 | 1123 | 1475 | 620 | 220 | | | | |
| | 140 | 56 | 78 | 40 | 390 | 198 | 275 | 51 | | | | |
| | 141 | 81 | 48 | 58 | 212 | 76 | 45 | 36 | | | | |
| | 29 | 20 | 20 | 69 | 17 | 15 | 15 | 88 | | | | |
| | 355 | 167 | 164 | 47 | 1575 | 505 | 495 | 32 | | | | |
| шпаты | | | | | | | | | | | | |
| | 3122 | 1476 | 870 | 47 | 303 | 250 | 147 | 83 | | | | |
| | 4505 | 2691 | 1399 | 60 | 1226 | 12 | 6 | 1 | | | | |
| | 2000 | 216 | 212 | 11 | 810 | 751 | 736 | 93 | | | | |
| | 59 | 21 | 18 | 36 | 28 | 25 | 22 | 89 | | | | |
| | 3600 | 1220 | 1379 | 34 | 2266 | 1514 | 1711 | 67 | | | | |
| Li ₂ O, г/т | | | | | | | | | | | | |
| | Li ₂ O, г/т | | | | Rb ₂ O, г/т | | | | Cs ₂ O, г/т | | | |
| | \bar{X} | S | $\pm\Delta X$ | v | \bar{X} | S | $\pm\Delta X$ | v | \bar{X} | S | $\pm\Delta X$ | v |
| | 24 | 27 | 15 | 113 | 295 | 247 | 79 | 50 | 2 | 2 | 1 | 100 |
| | 23 | 11 | 6 | 48 | 475 | 181 | 98 | 38 | 10 | 11 | 6 | 111 |
| | 20 | 10 | 9 | 50 | 382 | 91 | 80 | 24 | 2 | 3 | 3 | 150 |
| | 22 | 12 | 10 | 55 | 657 | 116 | 93 | 18 | 1 | 0.5 | 0.4 | 50 |
| | 18 | 2 | 2 | 11 | 190 | 26 | 29 | 14 | 3 | 1 | 1 | 33 |

Т а б л и ц а 38

Парные коэффициенты корреляции r между элементами
в плагиоклазах

| | CaO | TiO ₂ | Ba | Sr |
|---------------------|--------------|------------------|--------------|------|
| $\gamma_1^W (n=16)$ | | | | |
| CaO | 1.00 | | | |
| TiO ₂ | -0.020 | 1.00 | | |
| Ba | -0.087 | 0.264 | 1.00 | |
| Sr | <u>0.690</u> | 0.027 | -0.281 | 1.00 |
| $\gamma_1^A (n=11)$ | | | | |
| CaO | 1.0 | | | |
| TiO ₂ | 0.441 | 1.00 | | |
| Ba | 0.019 | -0.152 | 1.00 | |
| Sr | <u>0.729</u> | <u>0.592</u> | 0.195 | 1.00 |
| $\gamma_2^W (n=22)$ | | | | |
| CaO | 1.00 | | | |
| TiO ₂ | <u>0.680</u> | 1.00 | | |
| Ba | 0.344 | <u>0.610</u> | 1.00 | |
| Sr | <u>0.721</u> | <u>0.384</u> | <u>0.651</u> | 1.00 |

Т а б л и ц а 39

Средние значения (\bar{X}) ИСУ плагиоклазов

| | γ_1^W | γ_2^W | γ_3^W | γ_1^A | γ_2^A | ξ | Суб- страт | Альби- титы |
|----------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------|---------------|----------------|
| \bar{X} | 70.3 | 68.2 | 69.0 | 73.3 | 99.6 | 81.3 | 65.1 | 86.3 |
| S | 15.7 | 14.3 | 15.5 | 13.7 | 1.2 | 17.6 | 14.1 | 5.7 |
| $\pm \Delta \bar{X}$ | 8.9 | 9.9 | 21.6 | 8.9 | 1.0 | 19.9 | 9.8 | 2.1 |
| v | 22.5 | 21.0 | 22.5 | 18.7 | 1.2 | 21.7 | 21.8 | 6.6 |
| n | 12 | 8 | 2 | 9 | 5 | 3 | 8 | 6 |

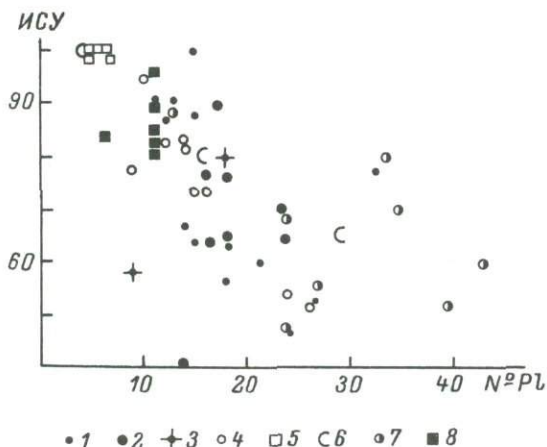


Рис. 45. Диаграмма ИСУ–номер плагиоклаза для гранитоидов Музкола и альбититов Язгулема.

1 - $\gamma_1^{\text{ш}}$, 2 - $\gamma_2^{\text{ш}}$, 3 - $\gamma_3^{\text{ш}}$, 4 - $\gamma_1^{\text{д}}$, 5 - $\gamma_2^{\text{д}}$, 6 - сиениты, 7 - породы субстрата, 8 - альбититы.

ливается обратная корреляция между значениями ИСУ и температурой регионального метаморфизма, в условиях которого, несколько запаздывая к стадии его кульминации, формировались рассматриваемые гранитоиды, тогда как тесной связи между ИСУ и T кристаллизации гранитоидов, определенной по T гомогенизации расплавных включений, не фиксируется (Нгуй и др., 1979). Средние значения ИСУ, полученные для природных плагиоклазов, всегда выше, чем в экспериментах. Это находит объяснение, если учитывать, что структурное состояние плагиоклазов отражает не только условия кристаллизации породы, но и некоторые последующие, наиболее значимые этапы истории породы, причем вклад этих этапов может быть неравнозначным. И чем сложнее история породы, незавершеннее те или иные процессы, тем больше коэффициенты вариаций и доверительные интервалы средних значений ИСУ. Так, для гранито–гнейсовых полей (рис. 46), формирование которых происходит при участии генетически различных процессов – плавления, метасоматоза, реоморфизма, характерны большие вариации ИСУ – гораздо большие, чем при образовании послойных мигматитов, обязанных селективному плавлению в течение относительно короткого промежутка времени (рис. 46).

Экспериментально также было показано, что кислые плагиоклазы упорядочиваются быстрее, чем основные (Eberhard, 1967). Так, в каждой группе гранитоидов Музкола, имеющих довольно узкие интервалы температур кристаллизации, плагиоклазы, содержащие меньше анортита, характеризуются большей упорядоченностью

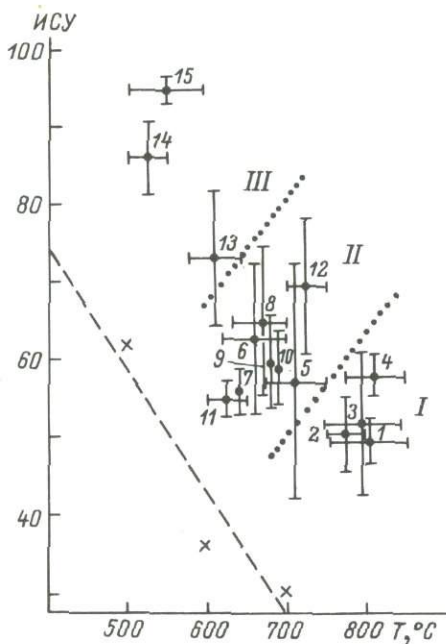


Рис. 46. Средние ИСУ плагиоклазов гранитоидов и температуры метаморфизма, сопутствующие их формированию.

Косые крестики — результаты эксперимента (Eberhard, 1967). Номера около точек соответствуют гранитоидам и метаморфическим породам соответствующих регионов. Гранулитовая фация: 1 — гнейсы иенгрской серии (Алданский щит, 5), 2 — жильный материал мигматитов каларского комплекса (Витимо-Олёкминское нагорье, 7), 3 — жильный материал мигматитов ваханской серии (Юго-Западный Памир, 3), 4 — жильный материал мигматитов беломорской серии (Балтийский щит, 12); высокотемпературная амфиболитовая фация: 5 — диафориты (Алданский щит, 3), 6 — гранито-гнейсы яблонового комплекса (Витимо-Олёкминское нагорье, 4), 7 — порфиробластические гранодиорито-гнейсы (Витимо-Олёкминское нагорье, 5), 9 — жильный материал трех генераций в породах ваханской серии (Юго-Западный Памир, 5), 10 — то же четверной генерации (3), 11 — то же в породах Аличурской серии (там же, 5), 12 — гранито-гнейсы шатпутского типа (Музкол, Центральный Памир, 13); низкотемпературная амфиболитовая фация: 13 — плагиогранито-гнейсы джаланского типа (там же, 9), 14 — альбититы Язгулема (Центральный Памир, 6), 15 — кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты по породам катугинского комплекса (Витимо-Олёкминское нагорье, 4), I — гранулитовая фация, II-III — высокотемпературная и низкотемпературная субфации амфиболитовой фации. В скобках — количество определений.

ная амфиболитовая фация: 5 — диафориты (Алданский щит, 3), 6 — гранито-гнейсы яблонового комплекса (Витимо-Олёкминское нагорье, 4), 7 — порфиробластические гранодиорито-гнейсы (Витимо-Олёкминское нагорье, 5), 9 — жильный материал трех генераций в породах ваханской серии (Юго-Западный Памир, 5), 10 — то же четверной генерации (3), 11 — то же в породах Аличурской серии (там же, 5), 12 — гранито-гнейсы шатпутского типа (Музкол, Центральный Памир, 13); низкотемпературная амфиболитовая фация: 13 — плагиогранито-гнейсы джаланского типа (там же, 9), 14 — альбититы Язгулема (Центральный Памир, 6), 15 — кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты по породам катугинского комплекса (Витимо-Олёкминское нагорье, 4), I — гранулитовая фация, II-III — высокотемпературная и низкотемпературная субфации амфиболитовой фации. В скобках — количество определений.

(рис. 45). Некоторые нарушения этой закономерности свойственны только плагиоклазам реликтов субстрата. Именно с зависимостью упорядоченности плагиоклазов от состава связаны большие величины ИСУ для плагиоклазов γ_2^A по сравнению с альбититами или плагиогранито-гнейсами (γ_1^A), хотя две последние группы формируются при более низких температурах (600–650°), чем γ_2^A (T порядка 700°), и казалось бы, должны иметь меньшие значения ИСУ. Очень показательны в этом отношении альбититы и плагио-

гранито-гнейсы, возникающие при близких температурах; но более кислый состав плагиоклазов альбититов по сравнению с $\gamma_{1.1}^A$ способствует более легкому их упорядочению. Если сравнивать плагиоклазы одного состава, то также видны ощутимые вариации значений ИСУ плагиоклазов для гранитоидов каждой группы, причем обратная связь ИСУ с температурой в ряде конкретных случаев не сохраняется, хотя тенденция такой связи достаточно хорошо проявляется для объектов, контрастных по условиям своего формирования.

Калиевые полевые шпаты также исследовались в отношении составов и структурного состояния. Кроме Са, Ва, Ti и Sr, определенных количественно-спектральным методом, в них содержание щелочей и редких щелочей анализировалось пламенно-фотометрически. Для характеристики структурного состояния порошковые пробы снимались на дифрактометре Дрон-1 Н.Н. Копейкиным и Н.Т. Нгуй. Условия съемки: режим $Cu K_{\alpha}$, 35 кВ, 18 мА, никелевый фильтр, щели 0.5 x 1.0 x 0.25 мм, 0.5 град./мин., скорость движения ленты ЭПП - 1200 мм/ч, вращение в плоскости образца 60 об./мин, интервал $2\theta = 20.5-23, 29-31$ и $40-52^{\circ}$. Производилась оценка $\Delta\rho$ -триклинности калиевого полевого шпата по расщеплению пика 131 на 131-131, степени упорядоченности по $\Delta 2\theta$ пиков 204-060 с использованием диаграмм Т.А. Соседко (1974) и Г.Г. Афоной и др. (1976) и содержания Al в позиции T_1 по методу Т.Л. Райта и Д.Б. Стюарта (Stewart, Wright, 1974; Wright, Stewart, 1968), несколько видоизмененному И.Е. Каменцевым (Каменцев, Сметаникова, 1973; Каменцев, Лазаренков, 1976).

Результаты определения элементов в калиевых полевых шпатах приведены в табл. 40, средние содержания их и другие статистики - в табл. 37. По содержанию К, Na и Са, а также и соответственно Ab, Or и An калиевые полевые шпаты $\gamma_1^w, \gamma_2^w, \gamma_3^w$ значительно не отличаются друг от друга, хотя намечается тенденция увеличения в серии Na и Са и убывания К. Редкие элементы ведут себя по иному: от γ_1^w к γ_2^w происходит значимое возрастание Cs и Rb, Sr, Ba, а затем уменьшение их содержаний к γ_3^w . Калиевые полевые шпаты γ_2^A и γ_2^w близки по Na, K, Li, но резко отличны по Са, Ва, Sr, Cs, Rb; содержание последнего много больше, а остальных элементов меньше в полевом шпате γ_2^A .

Калиевые полевые шпаты сиенитов в отличие от других групп гранитоидов характеризуются высокими содержаниями Са, Sr, Na и отчасти Ва (табл. 40) и низкими Li, Rb, Cs и К. Большие количества Sr и Ва в ортоклазах считаются признаком мантийного происхождения исходной магмы (Шоу, 1969). Действительно, в изученном регионе сиениты пространственно связаны с габброидами.

На диаграмме Ab-Or-An (рис. 47) калиевые полевые шпаты γ_1^w и γ_2^w не разделяются и образуют общее компактное поле, располагаясь в поле ортоклаза, содержащего альбит и бедного анортитом (Yoder e.a., 1957; James, Hamilton, 1969).

Таблица 40

Содержания петрогенных и редких элементов в калиевых полевых шпатах

| Размер образца | Na ₂ O | K ₂ O | Li ₂ O | Pb ₂ O | Cs ₂ O | CaO |
|----------------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|-------------------|------|
| | % | | г/г | | | % |
| Гранито-гнейсы | | | | | | |
| S-330 | 1.68 | 12.20 | 10.0 | 110 | <0.4 | |
| S-328г | 1.22 | 14.76 | 13.0 | 140 | 1.4 | 0.35 |
| S-340 | 1.30 | 13.95 | 4.3 | 290 | 0.4 | 0.21 |
| S-340д | 1.63 | 14.70 | 5.0 | 420 | 2.0 | 0.19 |
| S-356 | 1.54 | 15.14 | 26.0 | 540 | 6.0 | 0.28 |
| S-360д | 1.97 | 14.82 | 39.0 | 480 | 3.0 | |
| S-360э | 1.76 | 14.07 | 3.5 | 210 | 5.0 | 0.22 |
| S-362a | 2.07 | 13.42 | 3.2 | 160 | 0.2 | 0.24 |
| 357/15 | 1.39 | 13.95 | 11.0 | 210 | <0.4 | 0.42 |
| 675/7 | 2.16 | 15.33 | 44.0 | 470 | 6.3 | 0.40 |
| 679/1 | 2.17 | 14.93 | 60.0 | 390 | 3.0 | |
| 680/9 | 2.05 | 15.12 | 92.0 | 250 | 2.7 | 0.44 |
| S-361e | 2.16 | 12.92 | 4.0 | 170 | 0.3 | 1.00 |
| S-362 | | He опр. | | | | 0.24 |
| Субстрат в | | | | | | |
| S-328г/1 | 1.40 | 16.20 | 14 | 160 | 1.7 | 0.55 |
| S-328e | 1.79 | 16.97 | 32 | 810 | 19 | 0.28 |
| S-331a | | He опр. | | | | 1.50 |
| Граниты | | | | | | |
| S-337 | 1.66 | 14.81 | 23 | 510 | 11 | 0.60 |
| S-329в | 1.61 | 12.59 | 12.5 | 420 | 15 | 0.31 |
| S-336г | 1.63 | 14.10 | 16.7 | 700 | 41 | |
| S-337г | 1.35 | 14.63 | 35.5 | 460 | 6 | 0.45 |
| S-355г/1 | 1.38 | 14.59 | 34.5 | 550 | 6 | 0.50 |
| 651/1 | 1.61 | 12.34 | 23.5 | 1750 | 8 | 0.26 |
| 657/25 | 1.76 | 11.70 | 12.0 | 440 | 6 | 0.33 |
| 670/2 | 1.94 | 12.63 | 14.0 | 230 | 0.9 | 0.60 |
| 673/1 | 2.01 | 14.10 | 32.0 | 650 | 24 | 0.70 |
| 675/9 | 1.56 | 13.95 | 43.0 | 560 | 0.8 | 0.37 |
| 680/1 | 1.37 | 14.91 | 26.0 | 710 | 11.0 | 0.34 |
| 357/11 | 2.10 | 15.00 | 6.6 | 200 | 1.5 | 0.58 |
| 675/3 | 2.22 | 14.65 | 25.0 | 580 | 7.0 | 0.58 |
| 677/1 | | He опр. | | | | 0.40 |
| 679/1 | | " " | | | | 0.35 |

и их молекулярный состав

| | TiO ₂ | Ba | Sr | Ab | Or | An | Ab | Or |
|-------------------------------|------------------|------|---------|-------|-------|------|---------|-------|
| | г/г | | | мол.% | | | | |
| шатпутского типа γ_1^w | | | | | | | | |
| | | | He опр. | | | | 17.04 | 82.96 |
| 150 | 4400 | 250 | | 18.21 | 80.25 | 1.54 | 18.49 | 81.51 |
| 130 | 2900 | 320 | | 12.24 | 86.59 | 1.17 | 12.39 | 87.61 |
| 150 | 1800 | 150 | | 14.36 | 84.56 | 1.08 | 14.52 | 85.48 |
| - | 850 | 130 | | 13.33 | 85.33 | 1.34 | 13.51 | 86.49 |
| | | | He опр. | | | | 16.93 | 83.07 |
| - | 3100 | 120 | | 15.55 | 83.33 | 1.12 | 15.73 | 84.27 |
| - | 2800 | 210 | | 19.05 | 79.55 | 1.40 | 19.32 | 80.68 |
| - | 4500 | 1000 | | 13.14 | 84.86 | 2.00 | 13.41 | 86.59 |
| - | 1500 | 250 | | 17.25 | 81.00 | 1.75 | 17.56 | 82.44 |
| | | | | | | | 18.13 | 81.87 |
| - | 6000 | 270 | | 16.75 | 81.22 | 2.03 | 17.01 | 82.47 |
| - | 2900 | 450 | | 19.11 | 75.90 | 4.99 | 20.12 | 79.88 |
| - | 3600 | 180 | | | | | He опр. | |
| гранито-гнейсах γ_1^w | | | | | | | | |
| 180 | 4800 | 350 | | 11.50 | 86.00 | 2.50 | 11.79 | 88.21 |
| 130 | 2000 | 350 | | 13.71 | 85.11 | 1.18 | 13.88 | 86.12 |
| 160 | 4500 | 320 | | | | | He опр. | |
| шатпутского типа γ_2^w | | | | | | | | |
| 140 | 2800 | 550 | | 14.02 | 83.07 | 2.91 | 14.44 | 85.56 |
| 160 | 3500 | 400 | | 16.00 | 82.46 | 1.54 | 16.25 | 83.75 |
| | | | He опр. | | | | 14.77 | 85.23 |
| 160 | 4400 | 1200 | | 12.15 | 85.63 | 2.22 | 12.43 | 87.57 |
| 170 | 3500 | 750 | | 12.36 | 85.16 | 2.48 | 12.68 | 87.32 |
| - | 70 | 20 | | 16.35 | 82.39 | 1.26 | 16.56 | 83.44 |
| - | 8500 | 2400 | | 18.12 | 80.26 | 1.62 | 18.42 | 81.58 |
| - | 3000 | 500 | | 18.42 | 78.36 | 3.22 | 19.03 | 80.97 |
| 200 | 10000 | 4000 | | 16.98 | 79.58 | 3.44 | 17.58 | 82.42 |
| - | 5000 | 1000 | | 14.20 | 84.38 | 1.42 | 14.41 | 85.59 |
| - | 3200 | 700 | | 12.30 | 86.34 | 1.36 | 12.46 | 87.54 |
| - | 3100 | 200 | | 17.13 | 80.10 | 2.77 | 17.62 | 82.38 |
| 250 | 8000 | 3600 | | 17.86 | 79.34 | 2.80 | 18.37 | 81.63 |
| - | 5500 | 1500 | | | | | He опр. | |
| - | 2500 | 350 | | | | | " " | |

Т а б л и ц а 40 (продолжение)

| Номер образца | Na ₂ O | K ₂ O | Li ₂ O | Rb ₂ O | Cs ₂ O | CaO |
|---------------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|-------------------|---------|
| | % | | г/т | | | % |
| Пегматиты | | | | | | |
| S-354 | 2.79 | 12.80 | 22 | 440 | 0.7 | 0.30 |
| S-357/8 | 2.39 | 12.90 | 25 | 350 | 0.7 | 0.70 |
| S-362 | 1.72 | 14.71 | 3 | 240 | 0.2 | |
| 671/1 | 2.38 | 13.65 | 26 | 410 | 5.0 | 0.37 |
| S-353в | 2.39 | 13.19 | 24 | 470 | 6.0 | Не опр. |
| Щелочные | | | | | | |
| S-386л | 1.69 | 14.71 | 18 | 550 | 1.7 | 0.16 |
| S-386о | 1.76 | 14.66 | 23 | 830 | 1.3 | 0.23 |
| S-386п | 2.25 | 13.54 | 24 | 630 | 1.2 | 0.14 |
| S-386и | 1.80 | 14.68 | 4 | 750 | 1.9 | 0.18 |
| S-386р | 2.57 | 13.18 | 22 | 530 | 0.4 | 0.13 |
| S-386г | 1.79 | 13.90 | 40 | 650 | 0.9 | |
| Сиениты | | | | | | |
| S-370е | 3.24 | 12.84 | 19 | 220 | 2.7 | 1.9 |
| S-379в | 2.51 | 13.22 | 16 | 180 | 1.4 | 0.75 |
| S-374 | 3.39 | 12.62 | 17 | 170 | 3.7 | 1.3 |

П р и м е ч а н и е. Анализы на щелочи и редкие щелочи сделаны земной коры ЛГУ; содержания Ca, Ti, Ba, Sr определены В.А.Галибиным

Полевые шпаты γ_3^w при тех же содержаниях анортита обогащены альбитом. Для γ_2^A , особенно $\gamma_{2(2)}^A$ и $\gamma_{2(3)}^A$, характеризуемый минерал отличается минимальным содержанием анортита; точки конкретных образцов приближены к линии Ab-Or; содержания Ab и Or варьируют в тех же пределах, что и в полевых шпатах γ_1^w и γ_2^w , но намечается некоторая тенденция смещения их составов к вершине Ab. Калиевый полевой шпат сиенитов характеризуется максимальным содержанием An и Ab.

Обратимся к рассмотрению значений коэффициентов вариации v для анализированных элементов (табл. 37). Характерно, что они минимальны для K-элемента, содержание которого наиболее высокое по сравнению с другими; затем увеличиваются для Na и Ca, меняются для Rb, Ba и особенно Cs - больше, чем для K, Li > Na,

| | TiO ₂ | Ba | Sr | Ab | Or | An | Ab | Or |
|-------------------------------|------------------|---------|-------|---------|------|-------|-------|----|
| | г/т | | | мол.% | | | | |
| шатпутского типа γ_3^w | | | | | | | | |
| 150 | 2200 | 320 | 24.52 | 74.12 | 1.36 | 24.86 | 75.14 | |
| - | 1700 | 1700 | 21.37 | 75.07 | 3.56 | 22.16 | 77.84 | |
| | | Не опр. | | | | 14.75 | 85.25 | |
| - | 2000 | 500 | 20.75 | 77.90 | 1.35 | 21.04 | 78.96 | |
| 150 | 2100 | 520 | | Не опр. | | 21.79 | 78.21 | |
| гранитоиды γ_2^A | | | | | | | | |
| - | 90 | 70 | 14.63 | 84.55 | 0.82 | 14.75 | 85.25 | |
| - | 40 | 30 | 15.05 | 83.87 | 1.08 | 15.22 | 84.78 | |
| - | 45 | 10 | 19.89 | 79.28 | 0.83 | 20.06 | 79.94 | |
| - | 70 | 20 | 15.51 | 83.42 | 1.07 | 15.68 | 84.32 | |
| - | 50 | 10 | 22.68 | 76.50 | 0.82 | 23.08 | 76.92 | |
| | | Не опр. | | | | 16.15 | 83.85 | |
| ξ | | | | | | | | |
| 350 | 5000 | 4000 | 25.55 | 66.18 | 8.27 | 27.85 | 72.15 | |
| 200 | 3000 | 1600 | 21.45 | 75.06 | 3.49 | 22.22 | 77.78 | |
| 200 | 2800 | 1200 | 27.43 | 66.83 | 5.74 | 29.10 | 70.90 | |

Ю.С. Шапкиной и Е.Д. Прудниковым методом пламенной фотометрии в Ин-ге количественно-спектральным методом (там же).

а $Sr > Ca$; т.е., как правило, малый элемент характеризуется более широкими интервалами содержаний по сравнению с близким к нему по кристаллохимическим свойствам петрогенным элементом. Следует также отметить, что самые низкие значения имеют v ряда элементов в полевом шпате сиенитов, самые высокие свойственны для полевых шпатов гранито-гнейсов (γ_1^w), промежуточные - для

γ_2^w и γ_2^A . Это отчетливо подтверждается величиной $v_{CP} = \frac{v_{Na} + v_K + v_{Li} + v_{Rb} + v_{Cs} + v_{Ca} + v_{Ti} + v_{Sr} + v_{Ba}}{9}$, которая уменьшается для

калиевых полевых шпатов групп пород следующим образом:
 $\gamma_{92}^w \rightarrow \gamma_{57}^w \rightarrow \gamma_{44}^w \rightarrow \gamma_{37}^A \rightarrow \xi_{32}$. Таким образом, максимальные вариации свойственны полевым шпатам гранито-гнейсов - об-

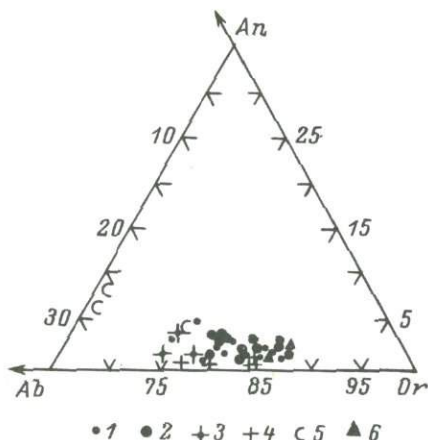


Рис. 47. Диаграмма $Ab-Or-An$ для калиевых полевых шпатов гранитоидов, сиенитов и гнейсов.

1 - $\gamma_1^{\text{ш}}$, 2 - $\gamma_2^{\text{ш}}$, 3 - $\gamma_3^{\text{ш}}$,
4 - $\gamma_4^{\text{А}}$, 5 - ξ , 6 - гнейсы.

разований полигенетических; на втором месте стоят пегматоидные граниты, в которых отчетливо проявлены процессы калиевого метасоматоза. К концу ряда возрастает роль магматического фактора.

Анализ парных коэффициентов корреляций (табл. 41) для калиевых шпатов показывает следующее: для гранито-гнейсов обнаруживается значимая положительная корреляция между K и Rb , K и Cs , Rb и Cs , тогда как Ca , Sr и Ba не коррелируются друг с другом. В то же время для гранитов фиксируется положительная корреляция между Cs и Rb , Sr и Ba , а отрицательная — между Ca и Sr , Ca и Ba . Таким образом, как и для плагиоклазов, в рассматриваемом минерале между щелочноземельными металлами в гранитах количество значимых связей больше, чем в гранито-гнейсах, тогда как для щелочных металлов зависимость обратная. Возможно, это связано с тем, что породы имеют разный генезис: далеко зашедшие процессы метасоматоза, протекающие параллельно с плавлением, которым $\gamma_1^{\text{ш}}$ обязаны своим возникновением, обусловлены свободной миграцией щелочных металлов как наиболее подвижных катионов и более затрудненной щелочноземельных катионов; в этих условиях происходил рост и перекристаллизация калиевого полевого шпата, причем Rb и Cs входили в решетку его пропорционально с K . $\gamma_2^{\text{ш}}$ формировались при плавлении $\gamma_1^{\text{ш}}$, причем, возможно, происходило непропорциональное перераспределение щелочных металлов между расплавом и флюидом; калиевый полевой шпат кристаллизовался из расплава, хотя не исключено его, хотя бы частично, метасоматическое происхождение. В таких условиях в результате действия магматического фактора дифференциации происходило согласованное распределение Ca , Ba и Sr между плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, причем если с увеличением Ca в плагиоклазе увеличивались содержания Sr и Ba , то в калиевых полевых шпатах возникали отрицательные связи Sr и Ba с Ca .

Результаты рентгеновского исследования калиевых полевых шпатов приведены в табл. 42. Анализ этих данных показывает, что все калиевые полевые шпаты гранитоидов, сиенитов и гнейсов относятся к ортоклазам. Рефлекс 131, распад которого на дублет

Т а б л и ц а 41

Парные коэффициенты корреляции r между элементами в калиевых полевых шпатах гранитоидов

| | Na ₂ O | K ₂ O | Li ₂ O | Rb ₂ O | Cs ₂ O |
|--|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
|--|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|-------------------|

 $\gamma_1^w (n=13)$

| | | | | | | |
|-------------------|-------|--------------|-------|-------------|-----|--|
| Na ₂ O | 1.0 | | | | | |
| K ₂ O | 0.045 | 1.0 | | | | |
| Li ₂ O | 0.477 | <u>0.599</u> | 1.00 | | | |
| Rb ₂ O | 0.173 | <u>0.726</u> | 0.358 | 1.0 | | |
| Cs ₂ O | 0.233 | <u>0.685</u> | 0.390 | <u>0.70</u> | 1.0 | |

 $\gamma_2^w (n=13)$

| | | | | | | |
|-------------------|--------|-------|-------|--------------|-----|--|
| Na ₂ O | 1.0 | | | | | |
| K ₂ O | 0.004 | 1.0 | | | | |
| Li ₂ O | -0.438 | 0.337 | 1.0 | | | |
| Rb ₂ O | -0.253 | 0.442 | 0.468 | 1.0 | | |
| Cs ₂ O | -0.052 | 0.087 | -0.10 | <u>0.556</u> | 1.0 | |

| | CaO | TiO ₂ | Ba | Sr |
|--|-----|------------------|----|----|
|--|-----|------------------|----|----|

 $\gamma_2^w (n=11)$

| | | | | | |
|------------------|--------|--------|-------|-----|--|
| CaO | 1.0 | | | | |
| TiO ₂ | -0.307 | 1.0 | | | |
| Ba | 0.153 | -0.35 | 1.0 | | |
| Sr | 0.384 | -0.172 | 0.384 | 1.0 | |

 $\gamma_2^w (n=14)$

| | | | | | |
|------------------|---------------|--------------|-------------|-----|--|
| CaO | 1.0 | | | | |
| TiO ₂ | -0.182 | 1.0 | | | |
| Ba | <u>-0.726</u> | <u>-0.53</u> | 1.0 | | |
| Sr | <u>-0.793</u> | -0.39 | <u>0.98</u> | 1.0 | |

Т а б л и ц а 42

Средние значения величин, характеризующих упорядоченность калиевых полевых шпатов и содержание Ab в твердом растворе (в вес.%)

| Группа пород | n | S | | | | ΔZ | | | |
|---------------|---|--------------|-------|----------------------|------|-------------------------|------|----------------------|------|
| | | \bar{X} | S | $\pm \Delta \bar{X}$ | v | \bar{X} | S | $\pm \Delta \bar{X}$ | v |
| γ_{1E} | 9 | 0.38 | 0.06 | 0.04 | 15.2 | 0.67 | 0.06 | 0.04 | 8.6 |
| γ_{2E} | 9 | 0.35 | 0.04 | 0.03 | 12.8 | 0.65 | 0.05 | 0.03 | 7.2 |
| γ_{3D} | 2 | 0.29 | 0.00 | 0.00 | 0.0 | 0.58 | 0.00 | 0.00 | 0.0 |
| γ_{2E} | 4 | 0.31 | 0.03 | 0.03 | 9.3 | 0.61 | 0.03 | 0.03 | 5.6 |
| E | 2 | 0.28 | 0.05 | 0.07 | 17.8 | 0.58 | 0.05 | 0.07 | 8.6 |
| | n | Al в T_1 | | | | Ab в твердом растворе | | | |
| | | \bar{X} | S | $\pm \Delta \bar{X}$ | v | \bar{X} | S | $\pm \Delta \bar{X}$ | v |
| γ_{1E} | 6 | 0.81 | 0.026 | 0.021 | 7.4 | 8.7 | 2.4 | 1.9 | 27.9 |
| γ_{2E} | 6 | 0.827 | 0.054 | 0.043 | 6.5 | 7.2 | 1.6 | 1.3 | 22.3 |
| γ_{3E} | 3 | 0.79 | 0.01 | 0.01 | 1.3 | 6.0 | 1.4 | 1.6 | 23.6 |
| γ_{2D} | 3 | 0.803 | 0.047 | 0.053 | 5.8 | 5.0 | 1.0 | 1.1 | 20.0 |
| E | 2 | 0.76 | 0.014 | 0.019 | 1.9 | 5.5 | 2.1 | 2.9 | 38.6 |
| Гнейсы | 2 | 0.78 | 0.028 | 0.039 | 3.6 | 7.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |

131-131 происходит при триклинности 0.4-0.5 и более, острый, не диффузный; отношение интенсивности его к ширине на высоте 2/3 от фона, как правило, больше или равно 11.5; различия в средних значениях этой величины по группам пород незначимы. По степени упорядоченности (Соседко, 1974; Афонина и др., 1976) не фиксируется значимых различий для ортоклазов γ_1^w и γ_2^w (табл. 42); в γ_3^w , γ_2^w и ϵ , упорядоченность ортоклаза несколько меньшая, чем в γ_1^w и γ_2^w , хотя небольшое количество исследованных образцов не позволяет быть в этом особенно убежденным. По количеству Al в позиции T_1 калиевого полевого шпата, возрастание которого соответствует возрастанию упорядоченности (Каменцев, Лазаренков, 1976), в сторону занижения этой величины очень незначительно отличаются ортоклазы сиенитов (табл. 42). В целом же ортоклазы гранитоидов и гнейсов Музкола относятся к разновидностям с величиной Al в T_1 , равной 0.79-0.83, что характерно для калиевых полевых шпатов пород амфиболитовой фации дистен-силлиманитового типа. Ранее было показано, что в породах амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии отмечаются более упорядоченные калиевые полевые шпаты с $\Delta p = 0.8-1.0$ (Седова, 1972), тогда как в породах гранулитовой фации ортоклазы характеризуются меньшей упорядоченностью. В исследованных образцах ортоклазов сиенитов Al в $T_1 < 0.79$, т.е. соответствует значениям, свойственным для калиевых полевых шпатов гранулитовой фации, что может свидетельствовать о более высоких температурах кристаллизации. Близкие значения содержания Al в позиции T_1 для полевых шпатов гранитоидов свидетельствуют о близких T кристаллизации пород, что подтверждается исследованиями включений раскристаллизованных расплавов и одинаковой их последующей историей. Интересно при этом, что количество Al в положении T_1 уменьшается с возрастанием содержания Na в исследованных образцах, т.е. Na как бы тормозит упорядочение полевошпатовой структуры (рис. 48). Тормозящее влияние Na на возрастание триклинности калиевых полевых шпатов было показано В.С. Мак Кензи и Дж.В. Смитом (MacKenzie, Smith, 1959). Какая-либо связь между упорядоченностью и содержанием Rb или Va , что обсуждалось в литературе ранее (Гордиенко, Каменцев, 1967; Афонина, Шмакин, 1970), в исследованных образцах отсутствует, возможно, в силу низких их содержаний.

В табл. 42 показаны также содержания Ab в твердом растворе и доверительные интервалы. Максимальное количество Ab в твердом растворе устанавливается для ортоклазов $\gamma_1^w - 8.71$; оно значимо (95%-я вероятность) выше, чем для калиевых полевых шпатов γ_2^w (7.2) и γ_3^w (6.0). Минимальные содержания Ab в твердом растворе зафиксированы в γ_2^A и сиенитах. Судя по положению сольвуса $K-Na$ полевых шпатов в зависимости от P_{H_2O} и T (The feldspars, 1975) при одном давлении меньшее содержание

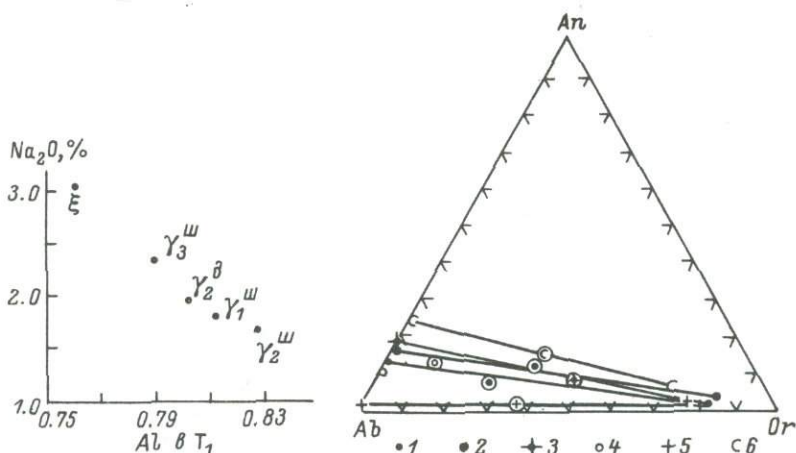


Рис. 48. Диаграмма средних содержаний значений Na_2O в калиевом полевом шпате-Al в положении T_1 .

Рис. 49. Диаграмма Ab-Or-An для средних составов полевых шпатов и гранитоидов.

Средние составы полевых шпатов: 1 - γ_1^w , 2 - γ_2^w , 3 - γ_3^w , 4 - γ_1^d , 5 - $\gamma_{2(3)}^d$, 6 - ξ . Те же обозначения в кружке относятся к валовому составу соответствующей группы гранитоидов.

Ab в твердом растворе свидетельствует о том, что распад полевошпатовых твердых растворов осуществлялся до несколько более низких температур, чем для образцов с более высоким содержанием Ab. Возможно, это связано и с возрастанием давления H_2O на поздних этапах формирования магматических пород, каковыми являются сиениты и γ_2^d .

В заключение рассмотрим положение средних составов сосуществующих плагиоклазов и ортоклазов и валовых составов, содержащих их пород на диаграмме Ab-Or-An (рис. 49). В γ_1^w валовый состав располагается не на канноде Pl-Or, а смещен к стороне Ab-Or, тогда как для всех остальных групп точки валового состава находятся на соответствующих каннодах, что может свидетельствовать о близкой к равновесной кристаллизации. Плагиоклазы γ_2^w обогащены Ca, а ортоклазы - немного K по сравнению с соответствующими минералами γ_1^w , вследствие чего каннода Pl-Or для γ_2^w в отличие от γ_1^w дальше отодвинут от стороны Ab-Or к вершине An, но не пересекает ее, т.е. в целом, возможно, γ_2^w являются более высокотемпературными образованиями, особенно в на-

чальные моменты кристаллизации системы, но формирующимися при близких P_{H_2O} . Плаггиоклазы γ_3^w и γ_2^w аналогичны по составу, но ортоклазы γ_3^w более натровые, вследствие чего канноды Pl-Or пересекаются под острым углом, что, возможно, свидетельствует об изменении P_{H_2O} или о кристаллизации в системе, открытой в

отношении Na. В γ_1^A калиевые полевые шпаты полностью отсутствуют, но плаггиоклазы богаты альбитом по сравнению с другими. Точка валовых составов приближается к ребру Ab-An, свидетельствуя о бедности системы калием. Плаггиоклазы γ_2^A , преимущественно $\gamma_{2(2)}^A$ и $\gamma_{2(3)}^A$, обогащены альбитом; ортоклазы содержат мало Ca, но по соотношению Ab и Or близки к ортоклазам γ_1^w . Каннода Pl-Or почти совпадает с ребром Ab-Or. Судя по положению канноды, γ_2^A должны являться самыми низкотемпературными образованиями, что не соответствует определениям температур по расплавленным включениям. Температура их гомогенизации достигает 720° , что мало их отличает от γ_2^w , но в γ_2^A обнаруживаются включения расплавов-рассолов с $T_{ГОМ}$, равной $580-680^\circ\text{C}$. По-видимому, составы полевых шпатов отражают специфику валового состава породы, а также условия кристаллизации из расплавов-рассолов, обогащенных хлоридами Na и равновесных с углекислотно-хлоридными флюидами, обогащенными Na. Каннода Pl-Or для сиенитов наиболее удалена от стороны Ab-Or. Калиевый полевой шпат обогащен по сравнению с другими анортитом и альбитом, но не ортоклазом, как следовало бы по законам кристаллизации магматических систем. Породы являются наиболее высокотемпературными.

Таким образом, рассмотрение расположения точек на диаграмме Ab-Or-An показывает, что выявленные особенности составов полевых шпатов и пород не всегда можно объяснить, исходя из законов кристаллизации, обычных для магматических систем. Нам кажется, что это связано со сложностью и неодноактностью протекания геологических процессов, в частности кристаллизации в условиях открытой для щелочей системы, и с широко развитыми процессами перераспределения компонентов, вплоть до сравнительно низких температур ($400-500^\circ$), что фиксируется структурами распада ортоклазов, специфическими распределениями редких щелочей в парах полевых шпатов и низкими температурами порядка 500° для γ_1^w , 470° для γ_2^w и 480° для γ_2^A по двуполевошпатовому термометру с учетом давления (Barth, 1951, 1968; Перчук, Александров, 1976).

Б и о т и т исследовался из четырех групп гранитов и сиенитов. Наиболее полно охарактеризованы составы биотитов γ_1^w , γ_2^w и γ_1^A ; менее представительны материалы по пегматитам и сиенитам. Химические составы биотитов, содержания в них редких элементов приведены в табл. 43, а средние содержания и другие ма-

Химический состав и кристаллохимические формулы биотитов пород

| | Субстрат | | | | | |
|--------------------------------|----------|--------|----------|--------|--------|--------|
| | S-331a | S-328e | S-328r/1 | S-330e | S-340 | S-340d |
| SiO ₂ | 34.96 | 34.92 | 34.92 | 37.60 | 36.00 | 37.38 |
| TiO ₂ | 2.70 | 3.10 | 2.00 | 2.30 | 2.56 | 2.80 |
| Al ₂ O ₃ | 17.77 | 16.26 | 21.16 | 22.19 | 18.58 | 18.44 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.44 | 4.71 | 2.74 | 2.66 | 3.67 | 4.91 |
| FeO | 15.16 | 15.80 | 13.18 | 6.10 | 13.88 | 13.82 |
| MnO | 0.13 | 0.12 | 0.18 | 0.30 | 0.45 | 0.01 |
| MgO | 12.65 | 11.45 | 11.94 | 16.80 | 12.32 | 11.15 |
| CaO | 0.32 | 1.03 | 1.16 | 0.61 | 0.48 | 0.67 |
| Na ₂ O | 0.14 | 0.09 | 0.16 | 0.34 | 0.11 | 0.20 |
| K ₂ O | 9.60 | 9.60 | 10.05 | 8.52 | 9.78 | 8.04 |
| H ₂ O | <0.10 | <0.10 | <0.10 | 0.13 | <0.10 | Her |
| П.п.п. | 2.61 | 2.42 | 2.40 | 1.90 | 2.31 | 2.12 |
| Сумма | 99.51 | 99.53 | 100.05 | 99.52 | 100.14 | 99.54 |
| Li ₂ O | 120 | 140 | 460 | 159 | 163 | 320 |
| Rb ₂ O | 220 | 260 | 250 | 490 | 101 | 940 |
| Cs ₂ O | 4 | 0.6 | 4 | 24 | 15 | 24 |
| Si | 2.66 | 2.71 | 2.64 | 2.69 | 2.72 | 2.82 |
| Ti | 0.16 | 0.18 | 0.11 | 0.12 | 0.14 | 0.16 |
| Al _{IV} | 1.34 | 1.29 | 1.36 | 1.31 | 1.28 | 1.17 |
| Al _{VI} | 0.26 | 0.20 | 0.53 | 0.56 | 0.36 | 0.46 |
| Fe ³⁺ | 0.19 | 0.27 | 0.15 | 0.14 | 0.21 | 0.27 |
| Fe ²⁺ | 0.96 | 1.03 | 0.84 | 0.37 | 0.87 | 0.87 |
| Mn | 0.004 | 0.005 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | - |
| Mg | 1.43 | 1.32 | 1.36 | 1.79 | 1.39 | 1.25 |
| Ca | 0.02 | 0.08 | 0.10 | 0.05 | 0.04 | 0.05 |
| Na | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.02 | 0.03 |
| K | 0.93 | 0.95 | 0.97 | 0.77 | 0.94 | 0.77 |
| OH | 1.32 | 1.24 | 1.21 | 0.91 | 1.16 | 1.08 |
| α_{Si} | 33.50 | 32.00 | 34.00 | 32.85 | 32.00 | 29.00 |
| α_{VI} | 0.09 | 0.07 | 0.18 | 0.19 | 0.12 | 0.15 |
| $\alpha_{Al}^3/\alpha_{IV}$ | 0.15 | 0.16 | 0.23 | 0.23 | 0.19 | 0.24 |
| F | 0.19 | 0.15 | 0.39 | 0.43 | 0.28 | 0.39 |
| mg | 44.62 | 49.38 | 42.17 | 21.89 | 43.37 | 47.73 |
| f | 55.20 | 50.41 | 57.25 | 77.36 | 55.35 | 52.27 |
| f ₀ | 40.27 | 43.65 | 38.33 | 16.93 | 38.75 | 41.02 |
| K _{Al} | 16.60 | 20.86 | 15.60 | 27.97 | 19.25 | 23.81 |
| $\frac{K+Al}{Al}$ | 23.35 | 21.82 | 27.48 | 27.30 | 24.10 | 23.86 |
| K/Na | 0.60 | 0.65 | 0.53 | 0.44 | 0.58 | 0.49 |
| K/Na | 40.8 | 51.0 | 35.5 | 18.0 | 51.7 | 28.3 |

субстрата в поле гранито-гнейсов и гранитоидов

| | Гранито-гнейсы γ_1^{III} | | | | | | |
|-----------------------------|--|-------|--------|--------|--------|--------|-------|
| | S-341a | S-356 | S-360a | S-361b | S-362a | 357/15 | 680/9 |
| | 40.38 | 36.14 | 37.46 | 36.06 | 36.00 | 35.44 | 34.98 |
| | 1.36 | 2.50 | 1.90 | 1.80 | 1.76 | 3.12 | 2.78 |
| | 12.97 | 15.24 | 20.90 | 17.95 | 18.40 | 16.29 | 16.75 |
| | 4.46 | 4.36 | 4.20 | 4.12 | 7.49 | 4.51 | 4.57 |
| | 7.90 | 17.64 | 11.25 | 15.30 | 12.57 | 16.32 | 15.45 |
| | Сл. | 0.22 | 0.36 | 0.23 | Сл. | 0.41 | 0.20 |
| | 20.40 | 10.16 | 10.35 | 10.36 | 10.12 | 10.66 | 10.76 |
| | 1.08 | 0.91 | 0.50 | 0.70 | 0.34 | 0.84 | 0.98 |
| | 0.28 | 0.11 | 0.16 | 0.34 | 0.32 | 0.086 | 0.135 |
| | 9.00 | 9.36 | 9.84 | 10.32 | 9.84 | 9.84 | 9.72 |
| | Her | 0.06 | 0.23 | 0.13 | - | 0.07 | 0.11 |
| | 1.80 | 2.98 | 2.54 | 3.06 | 2.52 | 2.75 | 3.23 |
| Сумма | 99.37 | 99.86 | 99.69 | 100.37 | 99.36 | 100.33 | 99.66 |
| Li ₂ O | 193 | 1030 | 185 | 160 | 142 | 172 | 280 |
| Rb ₂ O | 1890 | 800 | 370 | 470 | 480 | 470 | 490 |
| Cs ₂ O | 118 | 61 | 3.5 | 5 | 3.5 | 10 | 15 |
| Si | 2.93 | 2.83 | 2.86 | 2.80 | 2.80 | 2.75 | 2.74 |
| Ti | 0.08 | 0.15 | 0.11 | 0.11 | 0.10 | 0.18 | 0.16 |
| Al _{IV} | 1.10 | 1.17 | 1.14 | 1.20 | 1.20 | 1.25 | 1.26 |
| Al _{VI} | 0.03 | 0.24 | 0.74 | 0.44 | 0.48 | 1.24 | 0.29 |
| Fe ³⁺ | 0.24 | 0.26 | 0.24 | 0.24 | 0.44 | 0.26 | 0.27 |
| Fe ²⁺ | 0.48 | 1.15 | 0.71 | 0.99 | 0.82 | 1.06 | 1.01 |
| Mn | - | 0.01 | 0.02 | 0.01 | - | 0.03 | 0.01 |
| Mg | 2.17 | 1.19 | 1.18 | 1.20 | 1.17 | 1.23 | 1.26 |
| Ca | 0.09 | 0.08 | 0.04 | 0.06 | 0.03 | 0.07 | 0.08 |
| Na | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 0.05 | 0.05 | 0.01 | 0.02 |
| K | 0.83 | 0.94 | 0.95 | 1.02 | 0.97 | 0.97 | 0.97 |
| OH | 0.87 | 1.55 | 1.25 | 1.60 | 1.30 | 1.42 | 1.70 |
| α_{Si} | 26.75 | 29.25 | 29.00 | 30.00 | 30.00 | 31.00 | 31.50 |
| α_{VI} | 0.01 | 0.08 | 0.25 | 0.15 | 0.16 | 0.08 | 0.10 |
| $\alpha_{Al}^3/\alpha_{IV}$ | 0.09 | 0.17 | 0.33 | 0.23 | 0.31 | 0.17 | 0.19 |
| F | 0.03 | 0.20 | 0.65 | 0.37 | 0.40 | 0.19 | 0.23 |
| mg | 24.96 | 53.96 | 44.00 | 50.29 | 51.83 | 51.17 | 50.18 |
| f | 75.04 | 45.50 | 55.00 | 49.13 | 48.17 | 47.74 | 49.26 |
| f ₀ | 18.33 | 51.84 | 38.00 | 45.32 | 41.18 | 47.19 | 44.60 |
| K _{Al} | 33.73 | 18.33 | 25.00 | 19.77 | 34.94 | 19.79 | 20.96 |
| $\frac{K+Al}{Al}$ | 15.95 | 20.56 | 27.00 | 23.91 | 24.36 | 21.96 | 22.69 |
| K/Na | 0.79 | 0.68 | 0.52 | 0.65 | 0.60 | 0.66 | 0.64 |
| K/Na | 19.0 | 49.7 | 41.6 | 21.8 | 20.8 | 69.3 | 41.2 |

Т а б л и ц а 43 (продолжение)

| | | | | | | Граниты γ_2^{III} | | | | Пегматиты γ_3^{III} | |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|-------|---------------------------------|-------|-------|--------|-----------------------------------|---------|
| | S-360б | S-360д | S-336г | S-337г | S-377 | 670/2 | 675/9 | 699/1 | 657/26 | S-353в | S-355/3 |
| SiO ₂ | 36.58 | 37.28 | 36.36 | 36.30 | 36.70 | 35.36 | 35.40 | 37.38 | 34.98 | 36.02 | 36.12 |
| TiO ₂ | 1.64 | 2.70 | 1.50 | 2.10 | 1.69 | 2.66 | 1.76 | 1.85 | 3.20 | 1.88 | 3.50 |
| Al ₂ O ₃ | 19.24 | 15.65 | 18.62 | 14.82 | 15.29 | 14.95 | 13.93 | 18.45 | 14.23 | 18.65 | 13.66 |
| Fe ₂ O ₃ | 5.91 | 4.69 | 2.24 | 3.04 | 2.94 | 4.95 | 5.09 | 3.54 | 4.46 | 4.27 | 3.97 |
| FeO | 11.85 | 18.67 | 13.70 | 14.72 | 15.55 | 16.57 | 13.30 | 8.65 | 17.64 | 12.14 | 19.09 |
| MnO | 0.05 | 0.34 | 0.45 | 0.25 | 0.33 | 0.37 | 0.20 | 0.095 | 0.44 | 0.16 | 0.09 |
| MgO | 12.14 | 7.95 | 12.38 | 13.80 | 12.83 | 10.96 | 16.00 | 15.87 | 11.22 | 12.33 | 9.70 |
| CaO | 0.41 | 0.54 | 0.63 | 1.15 | 0.84 | 0.98 | 2.28 | 0.96 | 0.77 | 0.77 | 0.77 |
| Na ₂ O | 0.17 | 0.12 | 0.18 | 0.40 | 0.41 | 0.07 | 0.11 | 0.13 | 0.14 | 1.07 | 0.10 |
| K ₂ O | 10.08 | 9.24 | 10.68 | 9.48 | 9.46 | 9.48 | 9.30 | 10.08 | 9.84 | 10.32 | 9.75 |
| H ₂ O | Her | Her | 0.11 | 0.15 | 0.13 | 0.095 | 0.10 | 0.09 | 0.09 | 0.08 | 0.07 |
| П.п.п. | 2.34 | 2.31 | 2.72 | 3.25 | 3.23 | 3.09 | 2.30 | 2.32 | 3.00 | 2.54 | 2.63 |
| Сумма | 100.41 | 99.49 | 99.81 | 99.46 | 99.40 | 99.53 | 99.88 | 99.41 | 100.01 | 100.23 | 99.45 |
| Li ₂ O | 180 | 750 | 930 | 1100 | 1400 | 190 | 1040 | 260 | 250 | 140 | 510 |
| Rb ₂ O | 370 | 1200 | 1200 | 600 | 800 | 180 | 1180 | 530 | 670 | 250 | 990 |
| Cs ₂ O | 5 | 35 | 35 | 30 | 53 | 13 | 62 | 30 | 30 | 4 | 80 |
| Si | 2.76 | 2.94 | 2.80 | 2.80 | 2.84 | 2.77 | 2.69 | 2.78 | 2.75 | 2.76 | 2.86 |
| Ti | 0.09 | 0.16 | 0.09 | 0.12 | 0.10 | 0.16 | 0.10 | 0.11 | 0.19 | 0.11 | 0.21 |
| Al _{IV} | 1.24 | 1.06 | 1.20 | 1.20 | 1.16 | 1.25 | 1.25 | 1.22 | 1.25 | 1.24 | 1.14 |
| Al _{VI} | 0.47 | 0.39 | 0.47 | 0.15 | 0.23 | 0.15 | - | 0.39 | 0.06 | 0.44 | 0.13 |
| Fe ³⁺ | 0.33 | 0.27 | 0.13 | 0.18 | 0.17 | 0.29 | 0.29 | 0.20 | 0.26 | 0.25 | 0.24 |
| Fe ²⁺ | 0.75 | 1.23 | 0.88 | 0.95 | 1.00 | 1.09 | 0.84 | 0.54 | 1.15 | 0.77 | 1.27 |
| Mn | 0.04 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.004 | 0.03 | 0.01 | 0.01 |
| Mg | 1.36 | 0.93 | 1.41 | 1.59 | 1.47 | 1.29 | 1.81 | 1.76 | 1.31 | 1.42 | 1.15 |
| Ca | 0.03 | 0.04 | 0.05 | 0.09 | 0.07 | 0.08 | 0.18 | 0.08 | 0.07 | 0.06 | 0.07 |
| Na | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.06 | 0.06 | 0.009 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.17 | 0.02 |
| K | 0.97 | 0.93 | 1.04 | 0.93 | 0.93 | 0.95 | 0.90 | 0.96 | 0.98 | 1.00 | 0.99 |
| OH | 1.18 | 1.21 | 1.39 | 1.68 | 1.67 | 1.60 | 1.17 | 1.14 | 1.56 | 1.30 | 1.37 |
| α_{Si} | 31.00 | 26.50 | 30.00 | 0.00 | 31.25 | 30.75 | 33.00 | 30.50 | 31.25 | 31.00 | 28.50 |
| α_{VI} | 0.16 | 0.13 | 0.16 | 0.50 | 0.04 | 0.05 | 0.00 | 0.13 | 0.02 | 0.15 | 0.04 |
| α_3 | 0.27 | 0.22 | 0.20 | 0.11 | 0.10 | 0.15 | 0.10 | 0.20 | 0.10 | 0.23 | 0.12 |
| α_{VI}/α_W | 0.38 | 0.38 | 0.39 | 0.12 | 0.11 | 0.12 | 0.00 | 0.32 | 0.05 | 0.35 | 0.11 |
| $\frac{F}{F}$ | 44.18 | 61.04 | 41.16 | 41.32 | 44.08 | 51.32 | 38.37 | 29.46 | 51.45 | 42.07 | 56.63 |
| mg | 55.64 | 37.81 | 57.70 | 58.16 | 55.23 | 47.80 | 61.17 | 70.36 | 47.52 | 57.55 | 43.19 |
| f | 35.40 | 59.49 | 46.81 | 37.48 | 40.52 | 45.92 | 31.79 | 23.34 | 46.84 | 35.65 | 52.46 |
| f ₀ | 30.96 | 18.24 | 12.78 | 15.64 | 14.62 | 20.89 | 25.70 | 27.27 | 18.60 | 24.21 | 15.82 |
| K _{Al} | 24.70 | 21.22 | 24.28 | 19.6 | 20.26 | 20.28 | 18.10 | 23.41 | 19.30 | 24.46 | 18.74 |
| $\frac{K + Na}{Al}$ | 0.59 | 0.66 | 0.64 | 0.73 | 0.71 | 0.70 | 0.74 | 0.60 | 0.77 | 0.70 | 0.79 |
| K/Na | 42.8 | 49.2 | 37.7 | 16.7 | 16.75 | 101 | 49.5 | 53.5 | 41.8 | 6.06 | 51.75 |

Таблица 43 (продолжение)

| | Плагиогранито-гнейсы | | | | | γ_1^A | | | Сениты ξ | | |
|--------------------------------|----------------------|--------|-------|-------|--------|--------------|-------|--------|--------------|-------|--------|
| | S-380к | S-380ж | S-380 | S-382 | S-382э | S-382г | S-383 | S-383г | S-374 | S-368 | S-3796 |
| SiO ₂ | 35.86 | 35.24 | 35.24 | 39.16 | 37.40 | 35.48 | 36.02 | 35.26 | 37.78 | 36.95 | 36.84 |
| TiO ₂ | 1.70 | 2.40 | 2.96 | 1.60 | 1.50 | 2.92 | 1.65 | 1.80 | 2.55 | 2.55 | 2.40 |
| Al ₂ O ₃ | 17.95 | 19.58 | 22.25 | 16.75 | 17.82 | 21.00 | 17.87 | 21.47 | 12.66 | 13.56 | 13.49 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.94 | 2.73 | 2.04 | 3.95 | 3.36 | 2.83 | 3.39 | 2.73 | 3.35 | 3.73 | 3.41 |
| FeO | 17.64 | 15.08 | 14.60 | 7.18 | 12.24 | 11.39 | 12.49 | 11.97 | 14.72 | 15.11 | 15.30 |
| MnO | 0.19 | 0.08 | 0.32 | Сл. | 0.095 | 0.33 | 0.12 | 0.30 | 0.43 | 0.97 | 0.36 |
| MgO | 10.46 | 10.86 | 10.07 | 20.56 | 15.16 | 13.02 | 14.60 | 13.23 | 14.55 | 13.59 | 13.95 |
| CaO | 0.77 | 0.39 | 0.52 | 0.82 | 0.91 | 1.02 | 0.89 | 1.00 | 0.70 | 0.63 | 0.84 |
| Na ₂ O | 0.24 | 0.19 | 0.12 | 0.51 | 0.53 | 0.16 | 0.36 | 0.34 | 0.12 | 0.21 | 0.11 |
| K ₂ O | 9.60 | 9.90 | 8.76 | 7.56 | 7.80 | 9.84 | 9.00 | 8.64 | 9.84 | 9.84 | 10.20 |
| H ₂ O | 0.095 | 0.23 | 0.36 | - | 0.10 | 0.27 | 0.085 | 0.23 | 0.09 | 0.10 | 0.11 |
| П.п.п. | 2.88 | 2.84 | 2.68 | 1.63 | 2.82 | 2.14 | 2.97 | 2.46 | 2.67 | 2.81 | 2.68 |
| Сумма | 100.35 | 99.61 | 99.92 | 99.72 | 99.73 | 100.40 | 99.44 | 99 | 99.46 | 99.45 | 99.69 |
| Li ₂ O | 100 | 260 | 206 | 82 | 150 | 260 | 107 | 200 | 350 | 140 | 210 |
| Rb ₂ O | 820 | 430 | 530 | 180 | 350 | 370 | 230 | 290 | 500 | 310 | 400 |
| Cs ₂ O | 23 | 15 | 27 | 11 | 11 | 4.6 | 9 | 7.8 | 15 | 500 | 17 |
| Si | 2.76 | 2.71 | 2.66 | 2.75 | 2.76 | 2.66 | 2.71 | 2.63 | 2.89 | 2.85 | 2.84 |
| Ti | 0.10 | 0.14 | 0.17 | 0.08 | 0.08 | 0.16 | 0.09 | 0.10 | 0.15 | 0.15 | 0.14 |
| Al _{IV} | 1.24 | 1.29 | 1.34 | 1.25 | 1.24 | 1.34 | 1.29 | 1.37 | 1.11 | 1.15 | 1.16 |
| Al _{VI} | 0.39 | 0.65 | 0.65 | 0.14 | 0.27 | 0.51 | 0.30 | 0.52 | 0.03 | 0.08 | 0.06 |
| Fe ³⁺ | 0.17 | 0.16 | 0.11 | 0.21 | 0.19 | 0.15 | 0.19 | 0.15 | 0.19 | 0.21 | 0.19 |
| Fe ²⁺ | 1.13 | 0.97 | 0.92 | 0.42 | 0.75 | 0.71 | 0.79 | 0.75 | 0.94 | 0.97 | 0.99 |
| Mn | 0.01 | 0.01 | 0.01 | - | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.03 | 0.03 | 0.02 |
| Mg | 1.20 | 1.24 | 1.14 | 2.15 | 1.66 | 1.45 | 1.63 | 1.47 | 1.66 | 1.56 | 1.60 |
| Ca | 0.06 | 0.03 | 0.04 | 0.06 | 0.07 | 0.08 | 0.07 | 0.08 | 0.06 | 0.05 | 0.07 |
| Na | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.07 | 0.07 | 0.02 | 0.05 | 0.04 | 0.02 | 0.03 | 0.02 |
| K | 0.94 | 0.97 | 0.84 | 0.68 | 0.74 | 0.94 | 0.86 | 0.82 | 0.95 | 0.97 | 1.00 |
| OH | 1.48 | 1.43 | 1.35 | 0.76 | 1.39 | 1.07 | 1.52 | 1.23 | 1.36 | 1.44 | 1.37 |
| α_{Si} | 31 | 32 | 34 | 31.25 | 31.00 | 33.50 | 32.25 | 34.00 | 27.75 | 28.75 | 29.00 |
| α_{VI} | 0.13 | 0.16 | 0.22 | 0.05 | 0.09 | 0.17 | 0.10 | 0.17 | 0.01 | 0.03 | 0.02 |
| α_3 | 0.19 | 0.21 | 0.25 | 0.12 | 0.15 | 0.22 | 0.16 | 0.22 | 0.32 | 0.09 | 0.07 |
| α_{VI}/α_{IV} | 0.31 | 0.37 | 0.49 | 0.11 | 0.22 | 0.38 | 0.23 | 0.38 | 0.027 | 0.07 | 0.052 |
| F | 52 | 47 | 47 | 22.61 | 36.11 | 37.19 | 37.31 | 37.71 | 40.23 | 42.74 | 42.08 |
| mg | 48 | 52.33 | 52 | 77.39 | 63.71 | 62.04 | 62.52 | 61.54 | 58.79 | 56.26 | 57.09 |
| f | 49 | 44 | 45 | 16.39 | 31.25 | 33.06 | 32.46 | 33.73 | 36 | 38.39 | 38.40 |
| f ₀ | 13 | 14 | 11 | 32.88 | 19.81 | 17.62 | 19.44 | 16.91 | 17.00 | 17.97 | 16.47 |
| K _{Al} | 23.69 | 25.89 | 29 | 20.05 | 22.45 | 27.14 | 23.02 | 27.44 | 16.75 | 17.99 | 17.86 |
| $\frac{K+Na}{Al}$ | 0.60 | 0.56 | 0.43 | 0.54 | 0.52 | 0.25 | 0.57 | 0.46 | 0.85 | 0.81 | 0.83 |
| K/Na | 25.5 | 35 | 46 | 10.12 | 10.37 | 41.8 | 17.27 | 18.3 | 52 | 34.48 | 54 |

Примечание. Химические анализы выполнены в химической лаборатории Ин-та земной коры ЛГУ (Li, Rb, Cs - в г/т, остальные элементы - в вес.%).

лаборатории Ин-та земной коры ЛГУ (Li, Rb, Cs - в г/т, остальные

Таблица 44

Средние химические составы биотитов (\bar{X}), гранитоидов

| | Гранито-гнейсы ($n=10$) $\gamma_1^{\text{ш}}$ | | | | Граниты ($n=9$) $\gamma_2^{\text{ш}}$ | | | |
|--------------------------------|---|-------|----------------------|--------|---|------|----------------------|-------|
| | \bar{X} | S | $\pm \Delta \bar{X}$ | v | \bar{X} | S | $\pm \Delta \bar{X}$ | v |
| Li ₂ O | 280 | 270 | 167.4 | 96.43 | 678 | 467 | 303.55 | 68.88 |
| Rb ₂ O | 650 | 491 | 304.42 | 75.34 | 754 | 389 | 252.85 | 51.59 |
| Cs ₂ O | 27.5 | 35.9 | 22.26 | 130.55 | 40.9 | 31.3 | 20.35 | 76.53 |
| Na ₂ O | 0.21 | 0.10 | 0.06 | 47.62 | 0.19 | 0.12 | 0.08 | 63.16 |
| K ₂ O | 9.43 | 0.71 | 0.44 | 7.53 | 9.74 | 0.47 | 0.31 | 4.83 |
| SiO ₂ | 36.74 | 1.55 | 0.96 | 4.22 | 36.29 | 0.86 | 0.56 | 2.37 |
| TiO ₂ | 2.29 | 0.56 | 0.35 | 24.45 | 2.12 | 0.59 | 0.38 | 27.83 |
| Al ₂ O ₃ | 17.77 | 2.66 | 1.65 | 14.97 | 16.13 | 2.05 | 1.33 | 12.71 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.49 | 1.22 | 0.76 | 27.17 | 4.09 | 1.21 | 0.79 | 29.58 |
| FeO | 13.02 | 3.68 | 2.28 | 28.26 | 14.52 | 3.08 | 2.00 | 21.21 |
| MnO | 0.22 | 0.17 | 0.11 | 77.27 | 0.28 | 0.14 | 0.09 | 50.0 |
| MgO | 12.28 | 3.42 | 2.12 | 27.85 | 12.57 | 2.5 | 1.63 | 19.89 |
| CaO | 0.71 | 0.24 | 0.15 | 33.8 | 0.95 | 0.55 | 0.36 | 57.89 |
| H ₂ O | 0.09 | 0.06 | 0.04 | 66.67 | 0.08 | 0.05 | 0.03 | 62.5 |
| П.п.п. | 2.52 | 0.49 | 0.3 | 19.44 | 2.73 | 0.42 | 0.27 | 15.39 |
| K ^{Al} | 23.17 | 3.26 | 2.02 | 14.07 | 21.24 | 2.35 | 1.53 | 11.06 |
| F ^{Al} | 43.93 | 11.33 | 7.03 | 25.79 | 44.71 | 9.04 | 5.88 | 20.22 |
| f ₀ | 24.35 | 6.05 | 3.75 | 24.85 | 20.30 | 5.97 | 3.88 | 29.41 |
| $\frac{K+Na}{Al}$ | 0.60 | 0.10 | 0.06 | 16.67 | 0.68 | 0.06 | 0.04 | 8.82 |
| Si | 2.79 | 0.07 | 0.04 | 2.56 | 2.79 | 0.07 | 0.04 | 2.47 |
| Al _{VI} | 0.38 | 0.20 | 0.12 | 51.30 | 0.26 | 0.18 | 0.12 | 68.46 |
| Al _{IV} | 1.21 | 0.07 | 0.04 | 5.98 | 1.20 | 0.06 | 0.04 | 5.02 |

Т а б л и ц а 44 (продолжение)

| | Пегматиты ($n=2$) $\gamma_3^{\text{ш}}$ | | | | Плагиигранито-гнейсы ($n=8$) $\gamma_1^{\text{А}}$ | | | | Сиениты ($n=3$) ξ | | | |
|--|---|-------|----------------------|--------|--|------|----------------------|-------|-------------------------|------|----------------------|--------|
| | \bar{X} | S | $\pm \Delta \bar{X}$ | v | \bar{X} | S | $\pm \Delta \bar{X}$ | v | \bar{X} | S | $\pm \Delta \bar{X}$ | v |
| Li_2O | 325 | 254 | 353.06 | 78.15 | 171 | 71 | 48.99 | 41.52 | 233 | 107 | 120.91 | 45.92 |
| Rb_2O | 620 | 523 | 726.97 | 84.36 | 400 | 202 | 139.38 | 50.5 | 403 | 95 | 107.35 | 23.57 |
| Cs_2O | 335 | 473 | 657.47 | 141.19 | 13.5 | 7.8 | 5.38 | 57.78 | 177 | 279 | 315.27 | 157.63 |
| Na_2O | 0.58 | 0.68 | 0.95 | 117.24 | 0.31 | 0.16 | 0.11 | 51.61 | 0.14 | 0.05 | 0.06 | 35.71 |
| K_2O | 10.03 | 0.41 | 0.57 | 4.09 | 8.89 | 0.88 | 0.61 | 9.9 | 9.96 | 0.21 | 0.24 | 2.11 |
| SiO_2 | 36.07 | 0.07 | 0.10 | 0.19 | 36.21 | 1.39 | 0.96 | 3.84 | 37.19 | 0.51 | 0.58 | 1.37 |
| TiO_2 | 2.69 | 1.14 | 1.59 | 42.38 | 2.07 | 0.6 | 0.41 | 28.99 | 3.31 | 0.09 | 0.10 | 2.72 |
| Al_2O_3 | 16.15 | 3.53 | 4.91 | 21.86 | 19.34 | 3.69 | 2.55 | 19.08 | 13.23 | 0.5 | 0.67 | 3.78 |
| Fe_2O_3 | 4.12 | 0.21 | 0.29 | 5.10 | 2.99 | 0.64 | 0.44 | 21.41 | 3.49 | 0.2 | 0.23 | 5.73 |
| FeO | 15.61 | 4.9 | 6.81 | 31.39 | 12.82 | 3.08 | 2.13 | 24.03 | 15.04 | 0.3 | 0.34 | 1.20 |
| MnO | 0.13 | 0.05 | 0.07 | 38.46 | 0.18 | 0.12 | 0.08 | 66.67 | 0.38 | 0.04 | 0.05 | 10.53 |
| MgO | 11.01 | 1.86 | 2.59 | 16.89 | 13.49 | 3.42 | 2.36 | 25.35 | 14.03 | 0.48 | 0.54 | 3.42 |
| CaO | 0.77 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.79 | 0.22 | 0.15 | 27.85 | 0.72 | 0.11 | 0.12 | 15.28 |
| H_2O | 0.08 | 0.07 | 0.10 | 87.5 | 0.17 | 0.12 | 0.08 | 70.59 | 0.10 | 0.01 | 0.01 | 10.0 |
| П.п.п. | 2.58 | 0.07 | 0.10 | 2.71 | 2.55 | 0.46 | 0.32 | 18.04 | 2.72 | 0.08 | 0.09 | 2.94 |
| K_{Al} | 21.6 | 4.04 | 5.62 | 18.7 | 24.83 | 3.02 | 2.08 | 12.16 | 17.53 | 0.68 | 0.77 | 3.88 |
| F | 49.35 | 10.29 | 14.3 | 20.85 | 39.62 | 9.09 | 6.27 | 22.94 | 41.68 | 1.3 | 1.47 | 3.12 |
| f_0 | 20.01 | 5.92 | 8.23 | 29.59 | 18.08 | 6.74 | 4.65 | 37.28 | 17.15 | 0.95 | 1.07 | 5.54 |
| $\frac{\text{K}+\text{Na}}{\text{Al}}$ | 0.74 | 0.20 | 0.28 | 27.03 | 0.52 | 0.05 | 0.04 | 9.62 | 0.83 | 0.02 | 0.02 | 2.41 |
| Si | 2.81 | 0.07 | 0.10 | 2.53 | 2.70 | 0.05 | 0.03 | 1.87 | 2.86 | 0.03 | 0.03 | 0.94 |
| Al_{VI} | 0.28 | 0.07 | 0.10 | 24.21 | 0.41 | 0.16 | 0.16 | 40.00 | 0.06 | 0.03 | 0.03 | 43.33 |
| Al_{IV} | 1.19 | 0.07 | 0.10 | 5.97 | 1.29 | 0.05 | 0.03 | 3.9 | 1.14 | 0.03 | 0.03 | 2.37 |

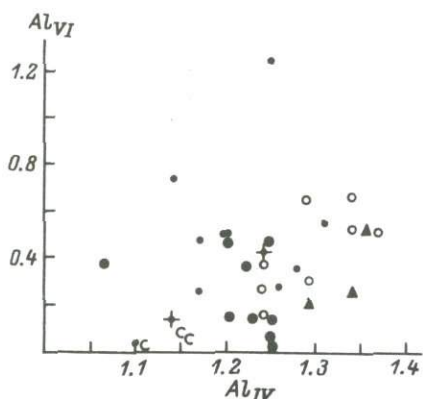


Рис. 50. Диаграмма к $Al_{VI} - Al_{IV}$ в биотитах гранитоидов.

Обозначения те же, что на рис. 45, 47.

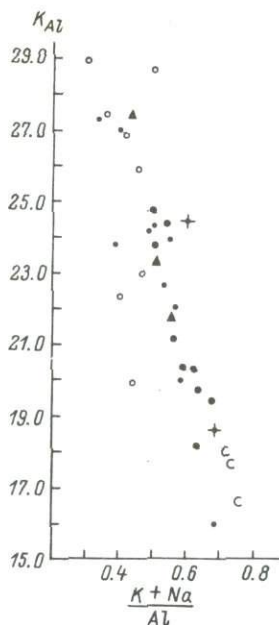


Рис. 51. Диаграмма $K_{Al} - \frac{K+Na}{Al}$ для биотитов гранитоидов.

Обозначения те же, что на рис. 45, 47.

тематические статистики - в табл. 44. Анализ этих данных показывает, что биотиты γ_1^w и γ_2^w во многом близки друг другу. Это касается значений F , f_0 , содержаний Ti , Si , Al_{IV} , хотя намечается некоторая тенденция к возрастанию f_0 и уменьшению F (табл. 43, 44). Отчетливо понижение Al_{VI} (рис. 50, табл. 44,

45). Глиноземистость биотита K_{Al} в гранито-гнейсах γ_1^w равна 23, а в гранитах γ_2^w , как и в γ_3^w , - 21, что свойственно биотитам ассоциации $Bt-Qu-KFsp-Pl$ (Маракушев, Тарарин, 1965).

Параллельно уменьшению K_{Al} возрастает $\frac{K+Na}{Al}$ щелочность биотита (рис. 51). Намечается тенденция к увеличению в биотите γ_2^w $Rb, Li, Cs, Ba, Ca, Ni, V, Zr, Y$ (табл. 46). Вообще количество редких щелочей и сумма всех других редких элементов в биотитах гранитов гораздо больше, чем в гранито-гнейсах (табл. 46), что свидетельствует либо об их большей изоморфной емкости и (или) о большей концентрации этих элементов в исходных расплавах.

Таблица 46

Содержания редких элементов в биотитах гранитоидов и пород скиалитов (в г/т)

| Номер образца | Ba | Co | Ni | Cr | V | Nb | Sr | Zn | Be | Sn | La | Y | Cu |
|--|------|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Гранито-гнейсы шатпутского типа γ_1^w | | | | | | | | | | | | | |
| S-328г | 1400 | 60 | 65 | - | 140 | 160 | 100 | 200 | 5 | 50 | - | 40 | 15 |
| S-328б | 3500 | 70 | 180 | 220 | 200 | - | 70 | 160 | 3 | - | - | 40 | 600 |
| S-330а | 1500 | - | 60 | 90 | 500 | 100 | 90 | 60 | 4.5 | - | - | 35 | 5 |
| S-330е | - | - | - | - | 160 | 100 | 90 | 160 | 7 | - | - | 80 | 10 |
| S-340 | - | - | 30 | 60 | 160 | 210 | 130 | 70 | 17 | 250 | - | 40 | 16 |
| S-340а | - | 25 | - | 60 | 130 | - | 160 | 90 | 9 | 120 | - | 55 | 5 |
| S-341а | 1600 | 25 | 55 | 160 | 310 | - | 130 | 180 | 6 | - | - | 40 | 12 |
| S-355д | - | 28 | 50 | 130 | 230 | 150 | 150 | 180 | 4 | 55 | - | 50 | 25 |
| S-356 | 1600 | 28 | - | 60 | 140 | 250 | 160 | 130 | 4.5 | 90 | 700 | 450 | 4 |
| S-357/11 | - | 25 | 160 | 130 | 160 | 150 | 90 | 140 | 3.5 | 70 | - | 35 | 40 |
| S-357/15 | 2000 | 26 | - | - | 350 | 150 | 15 | 140 | 2 | 10 | - | 30 | 16 |
| S-360а | 1200 | 26 | - | - | 100 | 130 | 75 | 250 | 8 | 10 | - | 50 | 13 |
| S-360д | 1400 | 28 | - | 60 | 240 | 130 | 160 | 65 | 2.5 | 40 | - | 30 | 3 |
| S-360э | - | 22 | - | - | 45 | 110 | - | 250 | 8 | - | - | 40 | 3 |
| S-361в | - | 35 | - | 50 | 90 | 220 | 110 | 250 | 6 | 20 | - | 30 | 2 |
| S-361е | - | 35 | 30 | 60 | 130 | 170 | 80 | 210 | 7 | 35 | - | 45 | 30 |
| S-362а | - | 40 | 30 | - | 50 | 110 | - | 210 | 6 | 20 | - | 25 | 20 |
| S-366д | 2000 | 30 | 35 | 100 | 400 | 130 | 140 | 70 | 3 | 60 | - | 45 | 18 |
| 680/д | 1800 | 70 | 40 | 40 | 280 | 140 | 160 | 90 | 4.5 | - | - | 50 | 16 |
| 681/б | 2000 | 35 | - | - | 650 | 140 | 180 | 300 | 6 | - | - | 55 | 1 |

Гнейсы и сланцы субстрата в поле гранито-гнейсов

| | | | | | | | | | | | | | |
|----------|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---|----|-----|
| 25/3 | 1600 | 45 | 200 | 600 | 600 | - | 100 | 75 | 5 | 8 | - | 40 | 6 |
| 25/15 | 2600 | 65 | 120 | 100 | 550 | 130 | 80 | 200 | 4 | 110 | - | 50 | 16 |
| 25/14 | 2200 | 60 | 220 | 280 | 550 | - | - | 200 | 3.5 | - | - | 40 | 10 |
| S-328г/1 | 1200 | 50 | 55 | 20 | 140 | 170 | 90 | 200 | 5 | 45 | - | 50 | 40 |
| S-328е | 1300 | - | 40 | - | 200 | 130 | 100 | 160 | 3 | 20 | - | 55 | 9 |
| S-329д | 5000 | 60 | 40 | - | 400 | 350 | - | 600 | 2 | - | - | 35 | 15 |
| S-331а | 1500 | 35 | 50 | - | 100 | 140 | 100 | 350 | 4 | 25 | - | 90 | 14 |
| S-355 | - | 30 | 100 | 25 | 380 | 90 | 70 | 200 | 3.5 | - | - | 35 | 5 |
| S-380к | - | 30 | 40 | 60 | 750 | - | 50 | - | 7 | 55 | - | 20 | 30 |
| 675/4 | 2500 | 100 | 160 | 450 | 450 | - | - | - | - | - | - | - | 150 |
| 675/6 | 2200 | 50 | 100 | 400 | 450 | - | - | - | - | - | - | - | 25 |

Граниты шатпутского типа γ_2^w

| | | | | | | | | | | | | | |
|----------|------|----|-----|-----|-----|-----|-----|------|----|-----|---|----|----|
| S-328в | 1600 | 35 | 30 | 40 | 770 | 130 | 160 | 200 | 3 | 100 | - | 60 | 16 |
| S-329в | 2800 | 45 | - | 30 | 180 | 250 | 120 | 310 | 5 | 65 | - | 45 | 50 |
| S-331а/1 | 1600 | 40 | 65 | 20 | 160 | 90 | 80 | 550 | 3 | 25 | - | 50 | 25 |
| S-331б | 1400 | 50 | 50 | 110 | 190 | 130 | 100 | 500 | 5 | 32 | - | 55 | 18 |
| S-331в | 1800 | 45 | 85 | 120 | 220 | 100 | 100 | 500 | 5 | 20 | - | 55 | 10 |
| S-355г/1 | 1600 | 40 | 50 | 30 | 330 | 110 | 110 | 250 | 5 | 35 | - | 55 | 20 |
| S-336г | - | 25 | - | 30 | 160 | 260 | 120 | 250 | 7 | 60 | - | 60 | 10 |
| S-337 | 2500 | 30 | 30 | 70 | 200 | 210 | 160 | 350 | 3 | 50 | - | 50 | 3 |
| S-337г | 4500 | 40 | 40 | 85 | 320 | 150 | 130 | 400 | 2 | 25 | - | 50 | 20 |
| S-342б | 1500 | 22 | 50 | 50 | 140 | - | 180 | 130 | 10 | 75 | - | 50 | 3 |
| S-360б | 1300 | 26 | - | - | 230 | 110 | 85 | 310 | 14 | - | - | 35 | 2 |
| 651/1 | 1500 | 50 | 90 | 40 | 700 | - | 35 | 200 | - | 25 | - | - | 35 |
| 657/25 | 4500 | 35 | 50 | 50 | 350 | - | 70 | 900 | - | - | - | 40 | 20 |
| 657/26 | 1500 | 65 | 65 | 60 | 500 | 120 | 90 | 100 | - | - | - | 45 | 25 |
| 670/2 | 1600 | 30 | - | - | 600 | 140 | 90 | 130 | - | 25 | - | 40 | 10 |
| 673/1 | 3500 | 35 | 100 | 40 | 160 | - | 25 | 1100 | 4 | - | - | 45 | 20 |

Таблица 46 (продолжение)

| Номер образца | Ba | Co | Ni | Cr | V | Nb | Sc | Zn | Be | Sn | La | Y | Cu |
|---|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|----|-----|-----|-----|
| Граниты шатпутского типа $\gamma_2^{\text{ш}}$ | | | | | | | | | | | | | |
| 675/2 | 2800 | 130 | 110 | 160 | 650 | 240 | 140 | 2500 | - | 40 | >1% | 550 | 70 |
| 675/9 | 2000 | 30 | 65 | 90 | 220 | - | 32 | 600 | - | 20 | - | 35 | 18 |
| 677/1 | 3500 | 40 | 50 | 55 | 300 | 110 | 85 | 200 | - | - | - | 50 | 30 |
| 680/1 | 1600 | - | 40 | 30 | 130 | 130 | 150 | 350 | 4.5 | - | - | 50 | 20 |
| Пегматиты шатпутского типа $\gamma_3^{\text{ш}}$ | | | | | | | | | | | | | |
| S-353в | 1400 | 30 | 50 | 140 | 230 | - | 75 | 350 | 15 | - | - | - | 8 |
| S-362 | 1500 | 70 | 45 | 60 | 280 | 140 | 35 | 400 | 5 | 22 | - | 40 | 200 |
| 671/1 | - | 35 | 55 | 50 | 400 | 120 | 30 | - | - | 25 | - | 40 | 10 |
| Плагиогранито-гнейсы джаланского типа $\gamma_1^{\text{А}}$ | | | | | | | | | | | | | |
| 25/11 | 1400 | 30 | 40 | 70 | 130 | - | - | 55 | 4 | - | - | 40 | 20 |
| S-347/4 | 1300 | 25 | - | 70 | 75 | - | - | 80 | 10 | 20 | - | - | 6 |
| S-380 | 1500 | 20 | 35 | 90 | 230 | - | - | 80 | 10 | 30 | - | 25 | 7 |
| S-382г | 1200 | - | - | 50 | 250 | - | 70 | 50 | 5 | - | - | - | 11 |
| S-382г/1 | 1800 | - | 60 | 100 | 800 | 110 | 30 | 80 | 6 | - | - | 20 | 6 |
| S-382 | 1200 | - | 30 | 40 | 350 | - | 75 | 60 | 3 | - | - | - | 12 |
| S-383г | 1700 | - | - | 30 | 80 | - | 30 | - | - | - | - | - | 10 |
| 647/1 | - | 30 | - | 45 | 200 | - | 55 | 55 | 6 | - | - | 35 | 14 |
| 647/3 | 1400 | - | 75 | 60 | 300 | - | 30 | 100 | 5 | - | - | 40 | 20 |
| 647/5 | 2000 | 45 | 60 | 50 | 550 | - | 65 | 55 | - | - | - | - | 13 |
| S-380ж | - | 20 | - | - | 140 | - | - | 60 | 6 | - | - | 15 | 18 |
| S-382 | 1600 | - | 85 | 60 | 650 | - | 120 | 60 | - | - | - | 25 | 5 |
| S-383к | 2000 | 20 | 40 | 50 | 450 | 100 | 90 | 130 | 4 | - | - | 20 | - |
| Щелочной гранит $\gamma_{23}^{\text{Д}}$ | | | | | | | | | | | | | |
| S-386л | - | - | 40 | - | - | 400 | 150 | 70 | 35 | 70 | - | 70 | 11 |
| Сиениты ϵ | | | | | | | | | | | | | |
| S-368 | 3200 | 25 | - | - | 90 | - | - | - | 3 | - | - | 30 | 6 |
| S-374 | 2500 | 20 | - | - | 85 | - | - | - | 6.5 | - | - | 30 | 20 |
| S-374/1 | 1800 | 20 | - | - | 65 | - | - | - | 6.5 | - | - | 30 | 12 |
| S-379е | 1600 | 20 | - | - | 70 | - | - | - | 4.5 | - | - | 25 | 8 |

Примечание. Определения редких элементов сделаны В.А. Галибиным в Ин-те земной коры ЛГУ.

Биотиты пегматитов γ_3^w близки к биотитам гранитоидов по многим показателям (например, по содержанию Si , Al_{VI} , Al_{IV} , K_{Al} , f_0) или по некоторым параметрам аналогичны биотитам гранито-гнейсов.

В γ_1^A состав биотита безждритовой ассоциации близок к биотиту гранито-гнейсов, отличаясь по f_0 (11-14 против 19-35 в гранито-гнейсах), в ждритсодержащих ассоциациях в биотитах уменьшается F - до 22-38%. В целом для биотитов этой группы по сравнению с гранито-гнейсами характерны более высокие K_{Al} ,

Al_{IV} , низкие $\frac{K+N\alpha}{Al}$, f_0 и Si (табл. 43). Биотиты γ_1^A содержат меньше Li , Rb и Cs , но больше Co , Ni . В табл. 43 приведены также составы биотитов роговообманковых сиенитов, приуроченных к району развития гранитоидов джалановского типа. Биотит этих пород наиболее существенно отличается от всех остальных прежде всего минимальными значениями Al_{IV} и Al_{VI} , K_{Al} , максимальными Si и $\frac{K+N\alpha}{Al}$.

По возрастанию K_{Al} исследованные гранитоиды располагаются в следующий ряд: $\mathcal{E} \rightarrow \gamma_2^w$ и $\gamma_3^w \rightarrow \gamma_1^w \rightarrow \gamma_1^A$, что отвечает уменьшению щелочности пород (Маракушев, Тарарин, 1965), причем преимущественно калиевой. В этом же ряду уменьшается $\frac{K+N\alpha}{Al}$ (табл. 44, рис. 51). Этот ряд подтверждается и сменой

ассоциаций: в сиенитах это $KFsp+Pl+Qu+Hb+Bt$, в $\gamma_3^w, \gamma_2^w, \gamma_1^w$ - $KFsp+Pl+Qu+Bt$ с уменьшением количества калиевого полевого шпата от γ_3^w к γ_1^w ; в γ_1^A - $Pl+Qu+Bt$. Сопоставление F биотита с f_0 соответствующей породы показывает, что имеется тенденция обратной корреляционной связи этих величин: наиболее железистые биотиты свойственны породам с минимальной степенью окисления, т.е. повышение потенциала O_2 способствует выделению Fe составляющей из биотита в магнетит по реакции $Bt_{Fe} + Or \rightarrow Bt_{Mg} + Mgt$. Обращает на себя внимание и различие в содержании Al_{VI} в биотитах гранитоидов различных групп - в автохтонных (γ_1^A и γ_1^w) - более высокое, в параавтохтонных и аллохтонных - более низкое, причем минимальное его содержание - в биотитах сиенитов, наименее глубинных из исследованных образований. Согласно некоторым исследованиям (Лик, 1967), уменьшение Al_{VI} связано с уменьшением глубинности формирования пород. Действительно, γ_2^w, γ_3^w и \mathcal{E} возникали при более низких P , чем γ_1^w и γ_1^A . Повышение Al_{IV} в биотитах в ряду $\mathcal{E} \rightarrow \gamma_1^w + \gamma_2^w + \gamma_3^w \rightarrow \gamma_1^A$ соответствует понижению температуры их кристаллизации.

Анализ ψ средних содержаний породообразующих элементов в биотитах показывает, что коэффициенты вариации для соответствующих элементов в рассмотренных группах довольно близки друг дру-

гу – минимальны они для Si, K, Al, максимальны для Na, Mn (табл. 47), причем средний обобщенный коэффициент вариации близок для разных гранитоидов (табл. 48), резко уменьшаясь для сиенитов. Для редких элементов ν более значительны (табл. 48), в группе редких щелочей максимальны для Cs, для остальных редких элементов (табл. 48) нет определенных закономерностей их изменений.

Что касается связей между петрогенными элементами в биотитах, то они отражают закономерности изоморфных замещений и в общем являются обычными (Ушакова, 1971). Наиболее устойчивой, свойственной всем трем группам является отрицательная связь Fe и Mg, в группе редких элементов – Ba и других; устанавливается положительная связь Co с Ni, иногда с Cr и V. В группе редких щелочей устойчивая связь Rb и Cs; из 10 рассчитанных связей в этой группе элементов в γ_1^w только одна связь значима, в $\gamma_2^w - 4$, в $\gamma_2^d - 3$; интересно, что для калиевого полевого шпата в γ_1^w в отличие от γ_2^w зафиксировано, наоборот, максимальное количество связей. В γ_1^d , где нет этого минерала, установлена положительная связь K и Na, отсутствующая в γ_1^w и γ_2^w . Анализ парных коэффициентов корреляции для биотитов гранитоидов γ_1^w, γ_2^w и γ_1^d показывает, что процент значимых связей (табл. 49), как и сводный $R_{\text{ср}}^2$ (Беус, Ойзерман, 1972) для петрогенных окислов, редких щелочей и других редких элементов, растет от γ_2^w к γ_1^w и γ_1^d . Кажется, что возрастание сил корреляционных связей для редких щелочей, Ba и ряда петрогенных элементов в γ_1^d связано с тем, что в них отсутствует калиевый полевой шпат. Чем больше в породе калиевого полевого шпата, второго после биотита минерала, содержащего калий, Ba и редкие щелочи (в γ_2^w его больше, чем в γ_1^w , и связи хуже), тем слабее парные корреляционные связи.

Увеличение отношения содержаний элементов с большей электроотрицательностью к элементам с меньшей электроотрицательностью свидетельствует о возрастании при постоянной T кислотности среды минералообразования (Коржинский, 1966; Перчук, Федькин, 1972). Индикаторным может быть, например, Ba/Rb отношение в ортоклазах. В то же время возрастание температуры также влияет на величину этого отношения, увеличивая его, т.е. действуя в противоположном направлении (Лебедев, 1967). Так, например, в близком по T кристаллизации ряду $\gamma_1^w, \gamma_2^w, \gamma_3^w$ и γ_2^d , отвечающем возрастанию щелочности, как и следовало ожидать, средние значения Ba/Rb отношения уменьшаются (соответственно 11.6, 10.4, 5.7, 0.1). В то же время в сиенитах, более щелочных образованиях, чем γ_{2-3}^w , это отношение неожиданно высокое (20.0), что скорее всего связано с их более высокой температурой кристаллизации. Так же закономерно изменяются в ряду $\gamma_1^w \rightarrow \gamma_2^w \rightarrow \gamma_3^w$

Т а б л и ц а 47

Средние содержания редких элементов (\bar{X}) в биотитах гранитоидов (в г/т)

| Элементы | Гранито-гнейсы ($n=19$) $\gamma_1^{\text{Ш}}$ | | | | Граниты ($n=20$) $\gamma_2^{\text{Ш}}$ | | | |
|-------------------|---|-----|--------------------|-------|--|------|--------------------|-----|
| | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | v | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | v |
| Ba | 1089 | 896 | 403.2 | 82.28 | 2170 | 1106 | 487 | 51 |
| Co | 31 | 19 | 8.55 | 61 | 41 | 25 | 11 | 61 |
| Ni | 40 | 51 | 22.95 | 128 | 49 | 32 | 14 | 65 |
| Cr | 168 | 447 | 201.15 | 266 | 56 | 40 | 18 | 71 |
| V | 201 | 121 | 54.45 | 60 | 295 | 178 | 78 | 60 |
| Nb | 130 | 59 | 26.55 | 45 | 121 | 73 | 32 | 60 |
| Sc | 109 | 48 | 21.6 | 44 | 103 | 43 | 19 | 42 |
| Zr | 154 | 66 | 29.7 | 43 | 491 | 537 | 236 | 109 |
| Be | 6 | 3 | 1.35 | 50 | 4 | 4 | 2 | 100 |
| Sn | 44 | 61 | 27.45 | 139 | 30 | 28 | 12 | 93 |
| Y | 42 | 12 | 5.4 | 29 | 71 | 113 | 50 | 159 |
| Cu | 45 | 134 | 60.3 | 298 | 21 | 16 | 7 | 76 |
| Σ Ba+...Cu | 2059 | | | | 3452 | | | |
| Σ Rb+Li+Cs | 957.5 | | | | 1472.9 | | | |
| Σ Ba+...Cs | 3016.5 | | | | 4924.9 | | | |

Т а б л и ц а 47 (продолжение)

| Элементы | Пегматиты ($n=3$) $\gamma_3^{\text{ш}}$ | | | | Плагиогранито-гнейсы ($n=14$) $\gamma_1^{\text{д}}$ | | | | Сyenиты ($n=4$) ξ | | | |
|--|---|-----|--------------------|-------|--|------|--------------------|-------|-------------------------|-----|--------------------|-------|
| | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | ν | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | ν | \bar{X} | S | $\pm\Delta\bar{X}$ | ν |
| Ba | 900 | 821 | 928 | 91 | 1757 | 1216 | 632 | 69 | 3500 | 727 | 713 | 21 |
| Co | 45 | 22 | 25 | 49 | 41 | 26 | 14 | 63 | 21 | 2 | 2 | 10 |
| Ni | 50 | 5 | 6 | 10 | 89 | 66 | 34 | 74 | - | | | |
| Cr | 83 | 49 | 55 | 59 | 147 | 199 | 104 | 135 | | | | |
| V | 303 | 87 | 98 | 29 | 415 | 203 | 106 | 49 | 77 | 17 | 17 | 22 |
| Nb | 87 | 59 | 67 | 68 | 94 | 90 | 47 | 96 | | | | |
| Sc | 47 | 25 | 28 | 53 | 58 | 46 | 24 | 79 | | | | |
| Zr | 260 | 201 | 227 | 77 | 160 | 161 | 84 | 101 | | | | |
| Be | 7 | 7 | 8 | 100 | 3 | 2 | 1 | 67 | 5 | 2 | 2 | 40 |
| Sn | 16 | 12 | 14 | 75 | 21 | 31 | 16 | 148 | | | | |
| Y | 27 | 22 | 25 | 82 | 34 | 24 | 13 | 71 | 29 | 2 | 2 | 7 |
| Cu | 73 | 110 | 124 | 151 | 23 | 38 | 20 | 165 | 11 | 6 | 6 | 55 |
| $\Sigma \text{Ba} + \dots \text{Cu}$ | 1898 | | | | 2482 | | | | 3643 | | | |
| $\Sigma \text{Rb} + \text{Li} + \text{Cs}$ | 1280 | | | | 584.5 | | | | 813 | | | |
| $\Sigma \text{Ba} + \dots \text{Cs}$ | 3178 | | | | 3066.5 | | | | 4456 | | | |

Т а б л и ц а 48

Обобщенные значения ν элементов биотитов в гранитоидах

| | γ_1^w | γ_2^w | γ_3^w | γ_1^d | Σ |
|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|----------|
| ν_{SiO_2} | 31.58 | 30.61 | 30.65 | 30.61 | 7.90 |
| ν_{Rb_2O} | 100.77 | 65.66 | 101.23 | 49.93 | 75.70 |
| $\nu_{Ba...}$ | 103.8 | 88.0 | 70.33 | 93.08 | 25.8 |

П р и м е ч а н и е,

$$\nu_{SiO_2} = \frac{\nu_{SiO_2} + \nu_{Al_2O_3} + \nu_{TiO_2} + \nu_{Fe_2O_3} + \nu_{FeO} + \nu_{MnO} + \nu_{MgO} + \nu_{CaO} + \nu_{H_2O} + \nu_{Na_2O} + \nu_{H_2O} + \nu_{п.п.н.}}{12}$$

$$\nu_{Rb_2O} = \frac{\nu_{Rb_2O} + \nu_{Li_2O} + \nu_{Cs_2O}}{3}$$

$$\nu_{Ba...} = \frac{\nu_{Ba} + \nu_{Co} + \nu_{Ni} + \nu_{Cr} + \nu_{V} + \nu_{Nb} + \nu_{Sc} + \nu_{Zr} + \nu_{Be} + \nu_{Sn} + \nu_{Y} + \nu_{Cu}}{12}$$

Т а б л и ц а 49

Значения сводного R_{cp}^2 (Беус, Ойзерман, 1972) для различных элементов в биотитах и процент значимых корреляционных связей (%r)

| | R_{Si-Rb}^2 | %r _{Si-Rb} | R_{Si}^2 | %r _{Si} | R_{Rb}^2 | %r _{Rb} | R_{Ba}^2 | %r _{Ba} |
|--------------|---------------|---------------------|------------|------------------|------------|------------------|------------|------------------|
| γ_1^w | 0.117 | 22.8 | 0.109 | 21.2 | 0.128 | 25.6 | 0.067 | 23.08 |
| γ_2^w | 0.075 | 16.2 | 0.085 | 18.2 | 0.059 | 12.8 | 0.140 | 40.65 |
| γ_1^d | 0.209 | 34.3 | 0.243 | 39.4 | 0.138 | 25.6 | 0.097 | 24.17 |

П р и м е ч а н и е. Для R_{Si-Rb}^2 учитывались все парные коэффициенты корреляции, R_{Si}^2 - между петрогенными окислами + H_2O + п.п.н., R_{Rb}^2 - между петрогенными окислами и редкими щелочами, R_{Ba}^2 - между редкими элементами.

Т а б л и ц а 50

Средние значения отношений содержаний редких элементов в биотитах

| Группа пород | $\frac{Co \cdot 10^4}{Mn}$ | $\frac{Ni \cdot 10^4}{Mn}$ | $\frac{Co \cdot 10^4}{Fe^{2+}}$ | $\frac{Ni \cdot 10^4}{Fe^{2+}}$ | $\frac{Cu \cdot 10^4}{Fe^{3+}}$ | $\frac{V \cdot 10^4}{Fe^{3+}}$ | $\frac{V \cdot 10^4}{Ti}$ | $\frac{Ni}{Co}$ |
|-----------------------|----------------------------|----------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|--------------------------------|---------------------------|-----------------|
| | Э | 72 | - | 1.80 | - | 0.94 | 31 | 4 |
| $\gamma_3^{\text{ш}}$ | 450 | 500 | 3.85 | 4.17 | 6.25 | 100 | 189 | 1.1 |
| $\gamma_2^{\text{ш}}$ | 195 | 235 | 3.70 | 4.35 | 1.89 | 100 | 230 | 1.2 |
| $\gamma_1^{\text{ш}}$ | 182 | 235 | 3.72 | 4.54 | 1.46 | 62 | 147 | 1.3 |
| $\gamma_1^{\text{д}}$ | 293 | 637 | 4.17 | 9.09 | 2.33 | 200 | 33 | 2.1 |

средние значения отношений Ca/Ba в плагиоклазе ($142 \rightarrow 103 \rightarrow 23$), Li/Na в ортоклазе ($842 \rightarrow 836 \rightarrow 500$) и K/Cs , Rb/Cs в биотите ($0.35 \rightarrow 0.24 \rightarrow 0.03$) и ($23 \rightarrow 18 \rightarrow 1.8$). Изменение остальных отношений в минералах (Ca/Sr , Sr/Ba , Ba/K и др.) часто закономерно даже для пород с близкими T кристаллизации. Это может быть связано с перераспределением элементов, входящих в два-три минерала в субсолидусных условиях, когда не достигается равновесное состояние.

Для элементов группы Fe в породах, где главная их масса связана с биотитом, а другие минералы-носители этих элементов отсутствуют, такое перераспределение менее характерно. Именно поэтому изменение этих отношений в биотитах более закономерно и находится в соответствии с положением пород в ряду кислотности-щелочности, независимо от T их кристаллизации (табл. 50), т.е. pH среды оказывает решающее влияние на вхождение Ni , Co , Mn в структуру биотита.

Итак, в минералах гранитоидов, последовательно формирующихся при развитии процессов ультраметаморфизма, увеличивается содержание ряда элементов. В частности, в биотите гранитов по сравнению с биотитом гранито-гнейсов содержится больше редких щелочей и элементов группы Fe . С повышением T кристаллизации изоморфная емкость минералов растет (табл. 47), и при достаточных концентрациях элементов в среде минералообразования минералы насыщаются ими в соответствии с термодинамическими условиями. В процессе формирования гранитоидного расплава вместе с накоплением K происходит и накопление редких щелочей. С увеличением концентрации их в расплаве связано и возрастание содержаний K , Rb и Cs в калиевом полевоом шпате гранитов. Таким образом, влияние температуры, а также pH среды минералообразования на

содержание того или иного элемента в минералах становится определяющим лишь в том случае, когда концентрация элемента в расплаве или растворе достаточна для насыщения им минерала. Более низкое содержание Rb, Cs, Ba, Ca и Sr в биотитах и плагиоклазах γ_1^A , чем в аналогичных минералах γ_1^W и γ_2^W , вполне объяснимо, поскольку плагиогранито-гнейсы возникли при более низких T под воздействием флюида с Na специализацией, который был обеднен K и Ca, а следовательно, Rb, Cs и Ba.

Кварц-полевошпатовые метасоматиты язгулемского комплекса

В западной части Центрального Памира по простиранию музкольского комплекса в породах язгулемского метаморфического комплекса проявлены процессы Na-Si метасоматоза, которые по морфологии развития и содержанию сопоставимы с Na-Si метасоматозом джаланского типа в музкольском комплексе и еще в большей степени - с альбитизацией, наблюдаемой во II зоне Шатпутской термальной антиклинали. При этом процессе возникают своеобразные довольно лейкократовые породы, состоящие на 70% из альбита-олигоклаза и 30% кварца с небольшим количеством биотита или амфибола, варьирующего по составу от обыкновенной роговой обманки до актинолита. Далее эти породы будут называться кварц-альбитовыми метасоматитами, или альбититами. По нашему мнению, они являются низкотемпературными малоглубинными аналогами ультраметаморфогенных гранитоидов, характеризуются определенной спецификой режима формирования и поэтому требуют особого рассмотрения.

В зоне проявления Na-Si метасоматоза породы язгулемского комплекса представлены кварц-биотит-плагиоклазовыми и биотит-амфибол-плагиоклазовыми сланцами с редкими проявлениями глиноземистых пород. По составу кварц-биотит-плагиоклазовые сланцы относятся к полимиктовым алевролитам или аркозам, по классификации А.Н. Неелова, и попадают на диаграмме, построенной в координатах А-В в поле IYa или IIIa (Неелов, 1977). Они характеризуются высокой щелочностью в основном за счет Na. Амфибол-плагиоклазовые сланцы ложатся на той же диаграмме менее компактно, попадая в поле UIa (обр. 644б), Уб (обр. 641, 652б, 639б) и UIв (обр. 639). Для них также характерна высокая щелочность, но соотношения K и Na иные, чем в предыдущей группе, доля K увеличивается (табл. 51, 52). По классификации А.Н. Неелова, они относятся к карбонатным или карбонатистым мергелям.

Изучение ассоциаций пород язгулемской серии показывает, что с востока на запад происходит некоторое повышение степени метаморфизма. Так, на востоке наиболее распространены следующие ассоциации минералов: Bt+Qu+Pl₈₋₂₅, Bt+Qu+Hb+Pl₁₈₋₃₀, Bt+Pl₂₀₋₂₈+Qu; Mu+Bt+Cord+Ky+Pl, Qu+Mu+Cord+Tur. С ними

Т а б л и ц а 51

Химические составы пород язгулемского комплекса (в вес.%)

| Окислы | Bt-Nb-Pl сланцы | | | | | Bt-Qu-Pl сланцы | | | | |
|--------------------------------|-----------------|-------|-------|-------|-------|-----------------|-------|--------|-------|-------|
| | 639б | 639 | 644б | 652б | 641 | 641е | 639л | 639д/1 | 649а | 643а |
| SiO ₂ | 48.96 | 48.54 | 51.00 | 53.82 | 55.28 | 66.22 | 66.32 | 67.42 | 68.04 | 71.42 |
| TiO ₂ | 0.87 | 1.36 | 2.10 | 2.49 | 1.99 | 0.82 | 0.74 | 0.82 | 0.82 | 0.72 |
| Al ₂ O ₃ | 17.46 | 16.68 | 18.55 | 14.56 | 16.09 | 16.26 | 15.51 | 15.96 | 15.08 | 12.76 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.73 | 2.80 | 2.15 | 5.20 | 3.73 | 0.39 | 0.70 | 0.70 | 0.47 | 1.01 |
| FeO | 5.83 | 6.87 | 6.93 | 7.15 | 5.18 | 1.75 | 2.17 | 0.91 | 1.96 | 2.45 |
| MnO | 0.08 | 0.11 | 0.03 | 0.10 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 |
| MgO | 8.20 | 7.75 | 3.25 | 4.16 | 2.56 | 2.99 | 3.24 | 1.82 | 2.91 | 2.91 |
| CaO | 5.32 | 6.77 | 3.61 | 5.85 | 5.02 | 1.40 | 1.17 | 3.15 | 1.40 | 1.05 |
| Na ₂ O | 4.55 | 4.26 | 5.33 | 3.96 | 6.30 | 6.30 | 6.40 | 7.34 | 6.01 | 5.11 |
| K ₂ O | 2.40 | 2.01 | 4.08 | 0.87 | 0.98 | 2.22 | 2.13 | 0.33 | 1.75 | 1.06 |
| P ₂ O ₅ | 0.18 | 0.23 | 1.08 | 0.27 | 0.99 | 0.17 | 0.16 | 0.45 | 0.13 | 0.17 |
| CO ₂ | 0.00 | 0.00 | | | | Не опр. | | | | |
| H ₂ O | 0.24 | 0.18 | 0.08 | 0.14 | 0.18 | 0.14 | 0.26 | 0.20 | 0.10 | 0.16 |
| П.п.п. | 1.68 | 1.34 | 1.27 | 1.29 | 1.40 | 1.09 | 1.14 | 1.14 | 1.02 | 1.11 |
| Сумма | 99.26 | 99.50 | 99.46 | 99.86 | 99.73 | 99.76 | 99.95 | 100.26 | 99.70 | 99.94 |

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в химических лабораториях ИГД АН СССР (химики-аналитики В.Ф. Гусева и С.А. Коноплева) и Душанбинского геологического управления.

Параметры состава пород язгулемского комплекса

| Номер образца | F | f ₀ | $\frac{Na}{Al-K}$ | $\frac{Na+K}{Al}$ | Na/K | $\frac{Ca}{Ca+Na}$ | $\frac{Na+K}{Na+K+Ca}$ | Al' | J.D. | $\frac{Al}{An}$ | $\frac{Al}{Opr}$ | S | B | A | n | k |
|--------------------------------|-------|----------------|-------------------|-------------------|-------|--------------------|------------------------|------|-------|-----------------|------------------|-------|-----|-------|-----|-------|
| Альбититы | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 649/2 | 46.15 | 46.66 | 0.82 | 0.83 | 27.5 | 0.15 | 0.85 | -32 | 80.56 | 8.63 | 25.86 | 0.640 | 135 | 0.239 | 228 | 0.035 |
| 639д/2 | 24.24 | 50.00 | 0.78 | 0.78 | 30.0 | 0.09 | 0.98 | 18 | 87.56 | 11.42 | 28.21 | 0.654 | 58 | 0.265 | 250 | 0.028 |
| 643 | 48.52 | 24.24 | 0.76 | 0.72 | 68.0 | 0.18 | 0.82 | -25 | 79.82 | 4.40 | 63.43 | 0.668 | 113 | 0.225 | 207 | 0.014 |
| 649д | 21.05 | 0.00 | 0.93 | 0.92 | 61.75 | 0.10 | 0.90 | -37 | 89.44 | 23.20 | 58.10 | 0.670 | 67 | 0.223 | 254 | 0.016 |
| 641б | 33.96 | 55.55 | 0.75 | 0.91 | 47.00 | 0.10 | 0.90 | 13 | 86.94 | 8.86 | 44.00 | 0.708 | 73 | 0.195 | 193 | 0.021 |
| 641а | 27.02 | 40.00 | 0.81 | 0.81 | 55.00 | 0.09 | 0.91 | 8 | 89.24 | 10.90 | 51.95 | 0.686 | 59 | 0.221 | 225 | 0.018 |
| 651в | 30.12 | 32.40 | 0.94 | 0.94 | 22.50 | 0.14 | 0.86 | -49 | 86.19 | 16.97 | 21.16 | 0.716 | 112 | 0.157 | 190 | 0.042 |
| 447а | 68.10 | 2.20 | 0.50 | 0.57 | 3.00 | 0.71 | 0.34 | -48 | 63.69 | 0.57 | 2.84 | 0.917 | 97 | 0.018 | 16 | 0.25 |
| Амфибол-биотит-плаггиоклазовые | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 639б | 38.48 | 36.22 | 0.50 | 0.57 | 2.96 | 0.39 | 0.68 | -44 | 51.65 | 1.74 | 2.71 | 0.454 | 438 | 0.420 | 206 | 0.262 |
| 639м | 40.41 | 26.66 | 0.48 | 0.54 | 3.23 | 0.47 | 0.60 | -98 | 47.86 | 1.78 | 3.10 | 0.454 | 459 | 0.406 | 186 | 0.236 |
| 644б | 60.47 | 22.04 | 0.63 | 0.71 | 1.98 | 0.27 | 0.80 | -26 | 59.16 | 3.15 | 1.43 | 0.481 | 276 | 0.427 | 268 | 0.336 |
| 652б | 61.53 | 39.28 | 0.48 | 0.52 | 6.50 | 0.45 | 0.58 | -74 | 42.21 | 1.77 | 6.02 | 0.517 | 380 | 0.318 | 150 | 0.133 |
| 641 | 64.89 | 39.34 | 0.69 | 0.71 | 9.54 | 0.30 | 0.72 | -91 | 61.52 | 4.27 | 8.74 | 0.523 | 280 | 0.343 | 232 | 0.095 |
| Биотит-кварц-плаггиоклазовые | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 641е | 29.52 | 19.35 | 0.74 | 0.78 | 4.38 | 0.11 | 0.91 | 21 | 79.67 | 8.73 | 4.18 | 0.610 | 130 | 0.289 | 253 | 0.186 |
| 639л | 32.23 | 20.51 | 0.80 | 0.83 | 4.56 | 0.09 | 0.92 | 12 | 77.05 | 10.78 | 4.41 | 0.610 | 142 | 0.275 | 142 | 0.180 |
| 639д/1 | 30.30 | 40.00 | 0.77 | 0.79 | 34.28 | 0.19 | 0.81 | -43 | 79.70 | 6.35 | 37.05 | 0.620 | 123 | 0.279 | 247 | 0.028 |
| 649а | 31.48 | 17.64 | 0.75 | 0.78 | 5.16 | 0.11 | 0.90 | 16 | 80.11 | 8.31 | 4.81 | 0.629 | 133 | 0.261 | 234 | 0.162 |
| 643а | 39.49 | 25.00 | 0.73 | 0.75 | 6.83 | 0.10 | 0.91 | 24 | 79.83 | 9.66 | 6.43 | 0.667 | 140 | 0.213 | 192 | 0.125 |
| Fe-Mg | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 652а | 38.28 | 31.06 | 0.54 | 0.59 | 4.56 | 0.46 | 0.59 | -128 | 48.75 | 2.60 | 9.95 | 0.508 | 395 | 0.325 | 178 | 0.180 |
| 639в | 27.11 | 38.40 | 0.33 | 0.40 | 3.00 | 0.94 | 0.07 | -388 | 12.37 | 0.35 | 2.84 | 0.516 | 816 | 0.043 | 16 | 0.250 |
| 655м | 83.33 | 66.67 | 0.91 | 0.92 | 16.75 | 0.10 | 0.90 | -34 | 77.32 | 19.41 | 15.79 | 0.540 | 213 | 0.321 | 290 | 0.062 |
| метасоматиты | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | |

Примечание. J.D. - индекс дифференциации; $S = \frac{SiO_2}{\Sigma \text{ окислов}}$,

(Неелов, 1977).

$B = FeO + Fe_2O_3 + MgO + MnO + CaO + CO_2$, $A = \frac{Al_2O_3}{SiO_2}$, $n = K_2O + Na_2O$, $k = \frac{K_2O}{K_2O + Na_2O}$



Рис. 52. Характер мигматизации в породах язгулемской серии.

ассоциируют альбититы, описание которых приведено ниже. К западу увеличивается зернистость пород, в сланцах установлен диопсид, в гнейсах – калиевый полевой шпат. Здесь же появляются послойные мигматиты, жильный материал которых представлен гранитом, часто с амфиболом или диопсидом. Кроме послойного распределения довольно тонких жил гранитов характерно секущее положение жил мощностью до нескольких метров, от которых отходят серии параллельных апофиз, располагающихся по кристаллизационной сланцеватости S_1 (рис. 52). Альбитизация здесь не проявлена ни в субстрате, ни в многочисленных генерациях даек гранитоидов. Она исчезает одновременно с появлением мигматитов, жильный материал которых относительно деформаций занимает ту же позицию, что и альбититы: жилы гранитов изгибаются самыми ранними из известных в регионе складчатыми деформациями F_1 . Все это дает нам основание считать альбититы по возрасту аналогами жильного материала мигматитов, возникающими при более низких температурах, чем выплавление гранитной эвтектики. Подтверждением этому является их приуроченность, судя по ассоциациям метаморфических пород, к породам низкотемпературной амфиболитовой фации, тогда как жильный материал мигматитов приурочен к породам, ассоциации которых отвечают более высокотемпературным условиям – амфиболитовой фации.

Альбититы возникают по кристаллическим сланцам и гранитоидам, причем формы их развития различны в зависимости от замещаемого субстрата. Альбититы, развивающиеся по сланцам, относятся к двум генерациям. Ранняя, о которой впоследствии пойдет речь, имеет площадную форму развития, образует полосы, пятна,

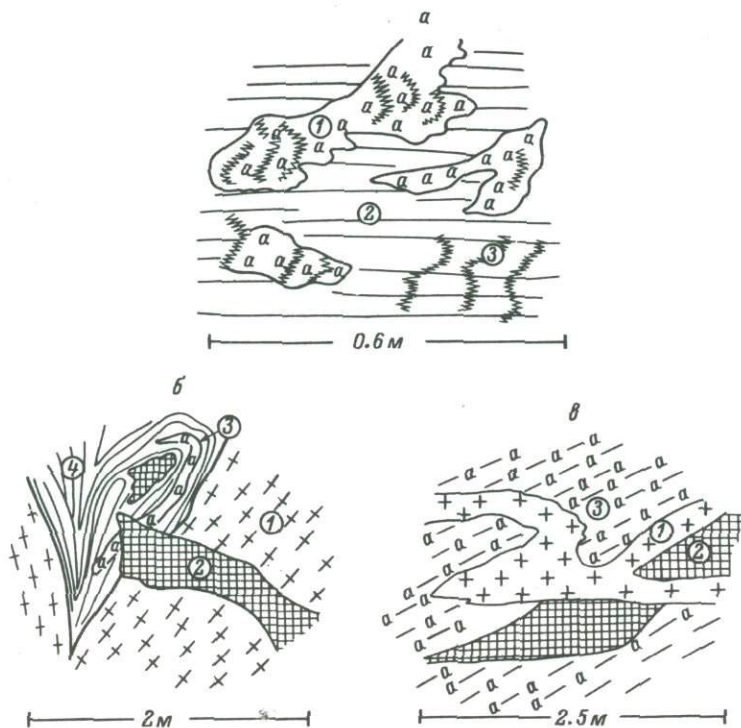


Рис. 53. Соотношение альбитов, Fe - Mg метасоматитов, пород субстрата и гранитоидов.

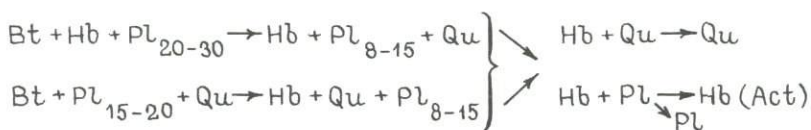
а - характер развития альбитов (1) с жилками Fe - Mg метасоматитов (3) по кристаллическим сланцам (2); б - альбититы (3), развивающиеся по кристаллическим сланцам (4) и вместе с гранитами (1) секущиеся жилой Fe - Mg метасоматитов (2); в - граниты (1), секущие жилу Fe - Mg метасоматитов (2) и рассланцеванные альбититы (3).

линзы, в целом имеет согласное залегание с полосчатостью и кристаллизационной сланцеватостью S_1 субстрата (рис. 53). Можно последовательно проследить, как в исходных породах появляются мелкие (до нескольких миллиметров) скопления альбит-олигоклаза и кварца, происходит осветление породы, ее слабое разукрупнение. Отдельные мелкие скопления лейкократовых минералов собираются в полосы, образуя серии небольших неоднородных тел до 1 м мощности, в которых участки кварц-полевошпат-биотитового состава чередуются с совсем лейкократовыми обособлениями кварц-альбит-олигоклазовых пород, скоплениями амфибола в виде пятен и жилков, мономинеральными жилками из альбит-олигоклаза или кварца. Позд-



Рис. 54. Две генерации альбититов в кристаллических сланцах язгулемской серии.

няя генерация альбититов обычно слагает краевые части амфиболовых жил, которые секут альбититы ранней генерации, в целом имеют секущий характер и часто смяты в птитматитовые складки (рис. 54). Кроме того, развиваются жилы амфиболовых и амфибол-плаггиоклазовых пород (со скаполитом иногда), в дальнейшем называемых Fe-Mg метасоматитами, мощностью до 1-2 м, которые секут обе генерации альбититов (рис. 53, а, б). В целом при альбитизации кристаллических сланцев выявляется такая последовательность минералообразования:



Альбититы, развивающиеся по гранитоидам, имеют свою специфику. Все гранитоиды по отношению к процессам альбитизации относятся к двум группам: ранней, куда включены разновозрастные гранитоиды, подвергающиеся альбитизации, и поздней, не захваченные этим процессом. Среди первой группы имеются массивы гранодиоритов рассланцованных, метаморфизованных и согласных со структурами толщи. Альбититы, развивающиеся по этим гранитоидам, используют плоскости рассланцевания. Кроме того, на исследованной территории развиты тела гранитоидов с массивными текстурами, которые внедряются на поздних этапах деформации и также подвергаются альбитизации, причем альбититы образуют серию сетчатых жил, а исходные гранитоиды остаются в округлых релик-



Рис. 55. Характер альбитизации в гранитоидах.

тах. При более интенсивной альбитизации сохраняются только обогащенные биотитом краевые части этих округлых тел, тогда как внутри реликта и снаружи породы ни по составу, ни по структуре не различаются (рис. 55). Встречаются жилы лейкократовых гранитов, также альбитизированных. Жилы, сложенные амфиболом с небольшой примесью скаполита и плагиоклаза или кварца, секут альбититы по гранитам (рис. 53, б). В отличие от альбититов, развивающихся по кристаллическим сланцам и характеризующихся гранобластовой мелкозернистой структурой, рассматриваемые альбититы имеют массивную текстуру, более крупнозернистую и часто порфиробластическую структуру в связи с развитием крупных кристаллов шахматного альбита. Описанные выше типы альбититов и их соотношения с исходными породами приводят нас к выводу, что процесс альбитизации был достаточно длительным. Он начинался в период регионального метаморфизма и складчатых деформаций, когда формировались ранняя и поздняя генерации альбититов по сланцам и гранодиоритам, испытавшим региональный метаморфизм и расщепление, и продолжался в период и после внедрения и кристаллизации позднедеформационных гранитоидов.

Были исследованы включения минералообразующих сред в альбититах, развивающихся по кристаллическим сланцам, с целью определения условий их формирования. Для альбититов это оказалось особенно важным, так как в них отсутствуют пары минералов, используемые как геотермометры. В кварцах и значительно реже в плагиоклазах этих альбититов встречены различные типы включений, но исследование их оказалось очень трудным из-за мелкозернистости пород и в связи с этим очень мелкими размерами самих

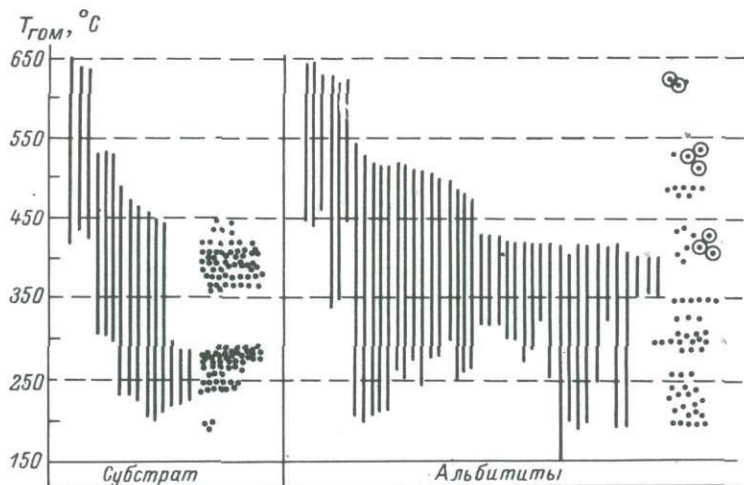


Рис. 56. Результаты определения $T_{ГОМ}$ различных типов включений в породах язгулемской серии и альбититах.

Интервалы $T_{ГОМ}$ показаны для солевых включений (при низких T происходит исчезновение газовой фазы, при более высоких – растворение кристаллов соли). Кружки с точкой в центре – солевые включения, в которых растворение кристаллов соли и газа происходит при одной T , точки – газопо-жидкие включения.

включений (порядка нескольких микрон и меньше), так что даже при увеличении 1800 часто фазы в них неразличимы. Более крупные включения приурочены к альбититам неоднородного строения, где наблюдаются кварц-амфиболовые полосы, согласные с гнейсовидностью пород. Наиболее интересными и информативными являются, как и в музкольском комплексе, включения с кристаллами солей, обычно $NaCl$, в виде одного или двух-трех кристаллов. Солевые включения являются более ранними, чем газопо-водные и углекисло-водные. Результаты определения $T_{ГОМ}$ включений альбититов и дистенсодержащей вмещающей породы приведены на рис. 56, где солевые включения расположены по понижающейся T полной гомогенизации. Характерна сходимость интервалов максимальной $T_{ГОМ}$ солевых включений для субстрата и альбититов, оцениваемой в 600–650°C. С самыми низкотемпературными солевыми включениями связано возникновение значительной части газопо-водных включений. Интервалы $T_{ГОМ}$ солевых включений 600–650, 500–550, 400–450°C фиксируют эволюцию состава раствора в период альбитизации, причем концентрация растворов увеличивается с понижением температуры (судя по появлению в низкотемпературных включениях большего количества кристаллов соли, чем в высокотемпе-

ратурных), а потом резко падает — формируются газо-жидкие включения. Судя по меняющейся величине разницы T частичной и полной гомогенизации солевых включений в пределах одного интервала, можно полагать, что давление в процессе альбитизации периодически изменялось.

Наиболее распространенные альбититы ранней генерации имеют довольно устойчивый состав (табл. 53). Они близки к плагиогранитам, характеризуются избытком SiO_2 , недосыщенностью Al_2O_3 , низкой железистостью, довольно высоким f_0 , резким преобладанием Na над K при низком содержании щелочей. Соотношение Na , K и Al таково, что, несмотря на высокое содержание Na , отношение $\frac{Na}{Al-K}$ ниже, чем это свойственно щелочным породам; нормативный плагиоклаз соответствует № 9-15. Характерно очень низкое содержание нормативного ортоклаза (до 3%), количество кварца варьирует в интервале 23-42%, плагиоклаза — 53-70, темноцветных — 8-14%. Один из проанализированных образцов (обр. 447) относится к сильноокварцованной, малоразвитой разновидности, образующей, как правило, прожилки среди обычных альбититов.

Обращает на себя внимание очень большая близость составов альбититов и плагиогранито-гнейсов Музкола (табл. 30, 54). Последние несколько более глиноземистые, что понятно, так как развиваются по более глиноземистым пачкам, и несколько более калиевые, что связано с более высокой концентрацией в растворах K . В табл. 53 приведены результаты 3 анализов поздних меланократовых жил, состоящих из амфибола и плагиоклаза в меняющихся количествах, причем в обр. 639в развит актинолитовый амфибол (табл. 10), в двух других — обыкновенная роговая обманка. Альбититы развиваются по породам основного состава — биотит-амфибол-плагиоклазовым сланцам, и более кислым — биотит-кварц-плагиоклазовым, причем основные разновидности в среднем составляют не более 1/4 разреза. Разница в составе альбититов, развивающихся по тем или иным исходным породам, не чувствуется, хотя исходный субстрат по составу очень различен. Группа кварц-плагиоклаз-биотитовых сланцев значительно ближе к альбититам, чем биотит-амфибол-плагиоклазовых сланцев. От последних альбититы значительно отличаются по всем показателям — порообразующим окислам (табл. 55) и рассчитанным коэффициентам. В альбититах, естественно, более высокие содержания Si , Na и отношения $\frac{Na}{Al-K}$,

$\frac{Na+K}{Al}$, $\frac{Na}{K}$, $\frac{Na+K}{Na+K+Ca}$; более низкие содержания основных окислов (Ti , Ca , Mg , Fe) и K , т.е. при формировании альбититов за счет кристаллических сланцев основного состава необходим привнос Na и Si и вынос всех остальных компонентов. Последние нередко перекладываются тут же в виде меланократовых жил амфибола, амфибола+плагиоклаза, биотита.

Между составами альбититов и биотит-кварц-плагиоклазовых

Т а б л и ц а 53

Химические составы альбититов, возникших по кристаллическим сланцам, и меланократовых метасоматитов (в вес.%)

| Окислы | Альбититы | | | | | | | | Fe - Mg метасоматиты | | |
|--------------------------------|-----------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|----------------------|---------|-------|
| | 649/2 | 639д/2 | 643 | 649/Д | 641/а | 641б | 651в | 447а | 655м | 652а | 639в |
| SiO ₂ | 69.27 | 71.28 | 71.58 | 72.80 | 74.35 | 75.70 | 76.42 | 93.00 | 57.80 | 54.22 | 54.73 |
| TiO ₂ | 0.86 | С.80 | 0.64 | 0.62 | 0.76 | 0.86 | 0.53 | 0.15 | 1.15 | 1.46 | 0.27 |
| Al ₂ O ₃ | 14.06 | 16.06 | 13.71 | 13.83 | 14.06 | 12.46 | 10.14 | 1.42 | 15.78 | 14.95 | 1.96 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.16 | 0.31 | 0.66 | - | 0.28 | 0.80 | 0.72 | 0.08 | 8.32 | 2.54 | 3.90 |
| FeO | 1.15 | 0.28 | 1.80 | 0.57 | 0.39 | 0.57 | 1.22 | 0.32 | 3.30 | 5.03 | 5.50 |
| MnO | 0.02 | <0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.06 | 0.11 |
| MgO | 2.60 | 1.00 | 1.39 | 1.18 | 1.08 | 1.40 | 2.28 | 0.86 | 1.23 | 6.57 | 18.56 |
| CuO | 2.24 | 1.40 | 2.47 | 1.54 | 1.26 | 1.12 | 1.68 | 1.68 | 8.68 | 6.88 | 11.54 |
| Na ₂ O | 6.80 | 7.45 | 6.19 | 7.64 | 6.80 | 5.80 | 5.60 | 0.40 | 8.30 | 4.69 | 0.40 |
| K ₂ O | 0.40 | 0.35 | 0.14 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.40 | 0.20 | 0.80 | 1.46 | 0.20 |
| P ₂ O ₅ | 0.21 | 0.22 | 0.19 | 0.23 | 0.14 | 0.05 | 0.16 | 0.00 | 0.27 | 0.18 | 0.96 |
| CO ₂ | 0.04 | He опр. | | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.60 | 0.04 | He опр. | |
| H ₂ O | 0.00 | 0.10 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.14 | - |
| П.л.п. | 0.40 | 0.59 | 0.62 | 0.40 | 0.15 | 0.44 | 0.45 | 1.06 | 0.55 | 1.58 | 1.10 |
| Сумма | 99.17 | 99.85 | 99.46 | 99.03 | 99.49 | 99.42 | 99.62 | 100.54 | 99.20 | 99.76 | 99.23 |

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в химических лабораториях ИГД АН СССР (аналитик В.Ф. Гусева) и Дюшанбинского геологического управления.

Т а б л и ц а 54

Средние составы субстрата и альбититов Язгулема (в вес.%)

| | 1 (5) | 2 (5) | 3 | 4 (7) |
|--------------------------------|---------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ | 51.52 | 67.88 | 63.79 | 73.05 |
| TiO ₂ | 1.76 | 0.78 | 1.02 | 0.72 |
| Al ₂ O ₃ | 16.66 | 15.11 | 15.49 | 13.47 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.52 | 0.65 | 1.36 | 0.56 |
| FeO | 6.39 | 1.84 | 2.97 | 0.85 |
| MnO | 0.07 | 0.01 | 0.02 | 0.02 |
| MgO | 5.18 | 2.77 | 3.37 | 1.56 |
| CaO | 5.31 | 1.63 | 2.55 | 1.67 |
| Na ₂ O | 4.88 | 6.23 | 5.89 | 6.61 |
| K ₂ O | 2.06 | 1.71 | 1.79 | 0.27 |
| P ₂ O ₅ | 0.55 | 0.21 | 0.52 | 0.27 |
| CO ₂ | Не опр. | | - | 0.02 |
| H ₂ O | 0.16 | 0.17 | 0.16 | 0.02 |
| П.п.п. | 1.19 | 1.10 | 1.12 | 0.43 |
| Сумма | 99.25 | 100.09 | 100.05 | 99.50 |
| F | 53.15 | 32.60 | | 33.01 |
| f ₀ | 32.70 | 22.50 | | 35.46 |
| $\frac{Na}{Al-K}$ | 0.56 | 0.76 | | 0.82 |
| $\frac{Na+K}{Al}$ | 0.61 | 0.79 | | 0.84 |
| Na/K | 4.84 | 11.04 | | 44.53 |
| $\frac{Ca}{Ca+Na}$ | 0.37 | 0.12 | | 0.12 |
| $\frac{Na+K}{Ca+Na+K}$ | 0.67 | 0.89 | | 0.88 |
| Al' | -76 | 5 | | -14 |

П р и м е ч а н и е. В скобках - количество анализов, из которых выведены средние. 1 - биотит-амфибол-плагноклазовые сланцы; 2 - биотит-плагноклаз-кварцевые сланцы; 3 - состав толщи, состоящей из 25% биотит-амфибол-плагноклазовых сланцев и 75% биотит-кварц-плагноклазовых сланцев; 4 - альбититы, развивающиеся по толще сланцев.

Т а б л и ц а 55

Значения непараметрического критерия X для пород язгулемского комплекса

| Группы пород | n | Табличные X | | X | | | | | | | | | | |
|---|--------|---------------|------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------------|------------------|-------------|
| | | 95% | 99% | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | |
| Альбититы Биотит-амфибол-плаггиокла- зовые сланцы | 7 5 | 2.79 | 3.58 | <u>3.98</u> | <u>3.98</u> | <u>3.79</u> | <u>3.98</u> | <u>3.98</u> | <u>3.98</u> | <u>3.98</u> | <u>3.98</u> | <u>3.98</u> | <u>3.20</u> | <u>3.98</u> |
| Альбититы Биотит-кварц-плаггиоклазо- вые сланцы | 7 5 | 2.79 | 3.58 | <u>3.79</u> | 0.74 | 2.22 | 0.60 | <u>3.19</u> | <u>2.65</u> | <u>3.59</u> | 1.13 | 1.19 | <u>3.40</u> | |

| Группы пород | n | Табличные X | | X | | | | | | | | | | |
|---|--------|---------------|------|------------------|-------------|-------------------------------|-------------|----------------|-------------------|-------------------|-------------|--------------------|------------------------|-------------|
| | | 95% | 99% | H ₂ O | П.п.п. | P ₂ O ₅ | F | f ₀ | $\frac{Na}{Al-K}$ | $\frac{Na+K}{Al}$ | Na/K | $\frac{Ca}{Ca+Na}$ | $\frac{Na+K}{Na+K+Ca}$ | Al' |
| Альбититы Биотит-амфибол-плаг- гиоклазовые сланцы | 7 5 | 2.79 | 3.58 | <u>3.98</u> | <u>3.98</u> | 2.19 | <u>3.19</u> | 1.23 | <u>3.98</u> | <u>3.98</u> | <u>3.98</u> | <u>3.98</u> | <u>2.79</u> | <u>2.79</u> |
| Альбититы Биотит-кварц-плаггио- клазовые сланцы | 7 5 | 2.79 | 3.58 | <u>3.98</u> | <u>3.98</u> | 0.12 | 0.58 | <u>3.09</u> | <u>2.90</u> | 2.07 | <u>3.40</u> | 0.11 | 3.93 | 2.03 |

Т а б л и ц а 56

Средние содержания редких элементов в породах Язгулема (в г/т)

| Группа | n | Ba | Be | Pl | Cr | Nb | Ni | V | La | Cu | Y | Zr | Co | Sc | Yb | Sn |
|-------------------------------------|----|-----|----|----|-----|----|-----|-----|----|----|----|-----|----|-----|----|-----|
| Bt-Am-Pl сланцы | 11 | 173 | | | 158 | 6 | 111 | 103 | 3 | 15 | 28 | 116 | 17 | 33 | 5 | |
| Bt-Qu-Pl сланцы | 14 | 23 | | | 152 | 3 | 49 | 115 | 36 | 30 | 81 | 206 | 19 | 25 | 6 | 1 |
| Альбититы по сланцам | 13 | 51 | | | 106 | 2 | 20 | 73 | 2 | 11 | 68 | 199 | 3 | 10 | 5 | |
| Граниты, частично альбитизированные | 11 | 129 | 9 | | | | 7 | 11 | | 10 | 38 | 201 | 1 | 6 | 4 | 0.7 |
| Альбититы по гранитам | 8 | 38 | 2 | | 4 | | 8 | 10 | 56 | 11 | 34 | 254 | 4 | 7 | 4 | |
| Fe-Mg метасоматиты | 8 | 194 | 2 | | 122 | | 117 | 163 | 25 | 10 | 50 | 158 | 27 | 142 | 9 | 5 |

Таблица 57

Значения непараметрического критерия X для редких элементов в породах язгулемского комплекса

| Группы пород | n | Табличные X | | X | | | | | | | | | | |
|-----------------------|----|---------------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | | 0.95% | 0.99% | Ba | Cr | Ni | V | La | Cu | Y | Zr | Co | Sc | Yb |
| Bt-Am-Pl сланцы | 11 | 4.36 | 5.65 | 5.21 | 1.80 | 4.13 | 2.06 | | 0.36 | 7.50 | 7.03 | 1.64 | 2.95 | 4.62 |
| Bt-Qu-Pl сланцы | 14 | | | | | | | | | | | | | |
| Bt-Am-Pl сланцы | 11 | 4.27 | 5.53 | 4.16 | 1.73 | 7.47 | 4.21 | | 4.12 | 2.69 | 7.04 | 6.47 | 7.14 | 1.57 |
| Альбититы | 13 | | | | | | | | | | | | | |
| Bt-Qu-Pl сланцы | 14 | 4.59 | 5.95 | 1.80 | 2.94 | 6.27 | 6.35 | 3.60 | 2.95 | 1.11 | 0.08 | 8.11 | 3.27 | 1.61 |
| Альбититы | 13 | | | | | | | | | | | | | |
| Граниты | 11 | 3.69 | 4.71 | 3.05 | - | 0.12 | 0.97 | | 0.65 | 0.40 | 0.50 | - | - | 0.18 |
| Альбититы | 8 | | | | | | | | | | | | | |
| Альбититы по сланцам | 13 | 3.85 | 4.96 | 4.27 | 6.96 | 5.69 | 6.52 | | 0.82 | 2.25 | 0.13 | 0.77 | 1.77 | 2.27 |
| Альбититы по гранитам | 8 | | | | | | | | | | | | | |
| Bt-Am-Pl сланцы | 11 | 4.08 | 5.26 | 0.73 | 7.91 | 7.50 | 7.85 | | 4.78 | 0.84 | 5.17 | 7.47 | 6.64 | 4.00 |
| Граниты | 11 | | | | | | | | | | | | | |
| Bt-Qu-Pl сланцы | 14 | 4.36 | 5.65 | 4.55 | 8.84 | 8.84 | 9.03 | | 5.79 | 5.63 | 1.52 | 7.23 | 4.94 | 4.22 |
| Граниты | 11 | | | | | | | | | | | | | |

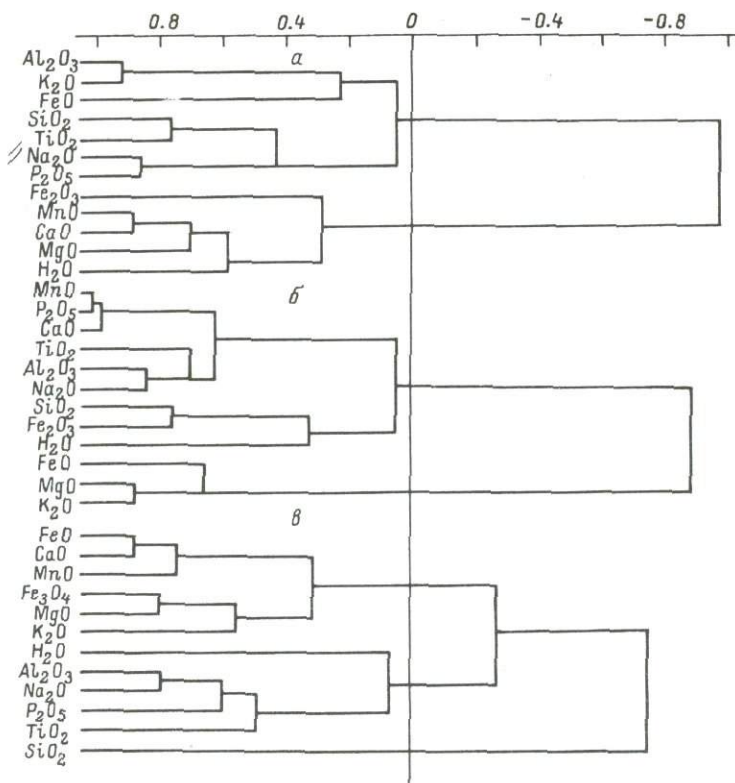


Рис. 57. Результаты факторного кластер-анализа составов биотит-амфибол-плагиоклазовых (а), биотит-кварц-плагиоклазовых (б) сланцев и альбититов (в), развивающихся по сланцам.

сланцев различий гораздо меньше. Альбититы содержат больше SiO_2 , меньше FeO , MgO , H_2O , K_2O , характеризуются меньшими значениями f_0 и большими $\frac{\text{Na}}{\text{K}}$, $\frac{\text{Na}}{\text{Al}-\text{K}}$. По содержанию Na нет значимых различий, т.е. либо исходный состав биотит-кварц-альбититовых сланцев уже несколько изменен, либо достаточно для альбитизации привнос в породы данного состава одного SiO_2 . По-видимому, все-таки привнос Na имел место при альбитизации язгулемской серии. Косвенным подтверждением этому может явиться следующее. При альбитизации кристаллических сланцев привнос Na необходим. Если этот Na перераспределяется в сланцы при альбитизации из более кислых биотит-кварц-плагиоклазовых сланцев, то он должен был бы в последних значимо уменьшаться, тогда как его содержание практически не меняется. Кроме того, фиксируется возрастание отношения $\text{Na}/\text{Al}-\text{K}$ и Na'/K в альбититах по сравнению с биотит-кварц-плагиоклазовыми сланцами.

Установленные выше закономерности сохраняются и при сравнении среднего состава исходной толщи, содержащей в разрезе 25% биотит-амфибол-плагиоклазовых сланцев и 75% биотит-кварц-плагиоклазовых сланцев.

Результаты факторного кластерного анализа кристаллических сланцев и альбититов приведены на рис. 57. В биотит-амфибол-плагиоклазовых сланцах самая сильная связь устанавливается между K и Al, более слабая — между Si и Ti, а также Na и P; вся эта группа дает сильную отрицательную связь с группой мафических элементов Fe, Mn, Ca, Mg. В биотит-кварц-плагиоклазовых сланцах устанавливается отрицательная связь между K, Mg, Fe, с одной стороны, и всеми остальными элементами — с другой. В альбититах характер связи иной: Si отрицательно связан с группой из всех остальных элементов, находящихся в сложных соотношениях друг с другом. Al положительно связан с Na и K, Mg и Fe³⁺; это обусловлено тем, что Al и Na входят в альбит, а Mg, Fe и K — в биотит.

Наряду с изменением химического состава пород при альбитизации довольно показательна эволюция содержаний редких элементов при этих процессах. Исходные кристаллические биотит-кварц-плагиоклазовые и биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы отличаются по содержанию Ba, Zr и Yb — в последних больше Ba и меньше Yb и Zr (табл. 56, 57). При развитии альбититов по биотит-амфибол-плагиоклазовым сланцам происходит значимый вынос Ni, V, Co, привнос Zr, а по биотит-кварц-плагиоклазовым сланцам — вынос тех же элементов. Альбититы, развивающиеся по гранитам, не отличимы от них (табл. 56, 57). Но две группы альбититов, развивающиеся по сланцам и гранитам, различаются по содержанию Ba, Cr, Ni, V; в последних содержания Ba, Cr, Ni и V более низкие, что характерно и для исходных пород. Это свидетельствует об унаследованности элементов при развитии альбититов.

В заключение остановимся на изменении состава плагиоклаза при альбитизации. В амфибол-плагиоклазовых сланцах содержание анортита в плагиоклазах колеблется в интервале 18–30%, в биотит-кварц-плагиоклазовых сланцах — в интервале 8–18%; возможно, содержание анортита 8–10%, характерно уже для измененных пород. В альбититах преобладают плагиоклазы № 10–13, в более поздних жилах амфибола, где альбититы слагают оторочки (2-я генерация), это № 13–18, а в ассоциации с обыкновенной роговой обманкой, образующей крупные кристаллы, — № 20–28. Непосредственные измерения номеров плагиоклазов для серии такого вида — субстрат → альбитит → поздняя амфибол-плагиоклазовая жила — показали понижение содержания анортита в плагиоклазах к альбититам и некоторое повышение к поздним жилам. На рис. 58 отчетливо видно смещение максимума частоты распределения номеров плагиоклаза в интервале 12–17 к интервалу 6–10% анортита при переходе от субстрата к альбититам и затем снова к интервалу 12–23% в поздних амфиболовых жилах.

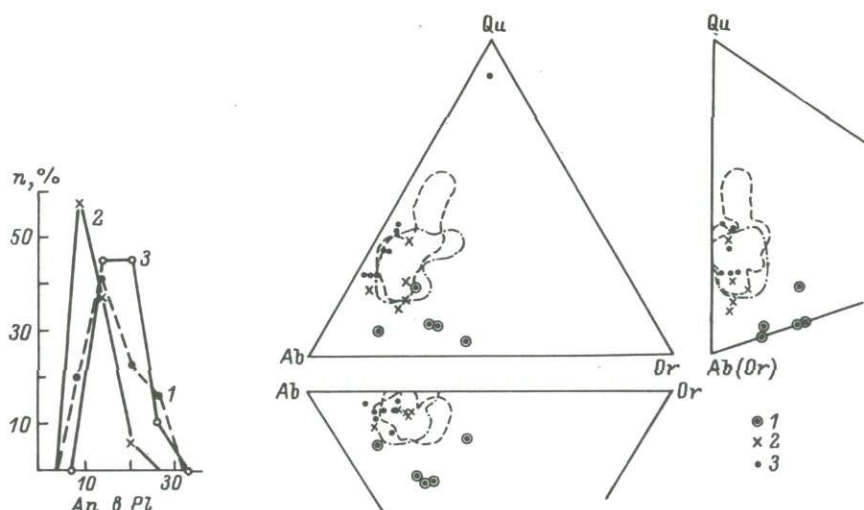


Рис. 58. Гисторграммы распределения составов плагиоклазов исходных пород (1), альбититов (2) и Fe-Mg метасоматитов (3).

Рис. 59. Составы альбититов и вмещающих пород на проекциях диаграмм Ab-An-Or-Qu (H₂O).

1 - биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы; 2 - биотит-кварц-плагиоклазовые сланцы, 3 - альбититы. Штрихами оконтурено поле составов $\gamma_{(1)}^A$, штрих-пунктиром - $\gamma_{1(2)}^A$.

По сравнению с ранее описанными группами музкольских гранитоидов альбититы еще более приближены к ребру Ab-Or в системе Ab-An-Or-Qu (H₂O) (рис. 59) - видимо, процесс привноса достигает здесь максимальной степени. Большинство составов все же остается вблизи поверхности Qu-Pl. Исходные сланцы располагаются от нее дальше в направлении к полевошпатовому основанию. Здесь явно устанавливается тренд Na-Si метасоматоза, не совпадающий с обычными направлениями магматической кристаллизации.

Выводы

Проведенные исследования позволили выявить два типа гранитообразования: шатпутский и джаланский, найти место каждой из выделенных групп гранитоидов в структурно-метаморфической шкале, определить P-T условия их формирования, выявить эволюцию составов пород и минералов и ведущие процессы гранитообразования.

В Шатпутской термальной антиклинали в период регионального метаморфизма и складчатых деформаций D_1 в зоне гранат-биотит-кианит-мусковитовой, гранат-биотит-кианит-ортоклазовой, биотит-гранат-ортоклаз-силлиманитовой субфаций формировались автохтонные $K-Na$ гранито-гнейсы γ_1^w ; в Джаланской структуре синхронно с ними в условиях более низкотемпературной жецрит-кианит-ставролитовой субфации возникали исключительно Na плагиогранито-гнейсы γ_1^d . Их различия в составе обусловлены прежде всего неодинаковыми температурами образования - $700-750^\circ$ в первом случае и до 650° во втором. На основании присутствия в γ_1^w включений раскристаллизованных расплавов, сравнения составов исходных и новообразованных пород, расположения точек составов на диаграмме $Ab-An-Or-Qu (H_2O)$, судя по которому невозможно выплавление основной части составов γ_1^w из пород зоны I, служивших для них субстратом, установлено, что в формировании гранито-гнейсов (шатпутский тип) принимали участие процессы плавления и $Na-Si$ метасоматоза. Плагиогранито-гнейсы (джаланский тип) своим образованием обязаны $Na-Si$ метасоматозу; включения раскристаллизованных расплавов в них отсутствуют, плавление при их формировании не имело места, что подтверждается и температурами синхронного регионального метаморфизма - $650-670^\circ$.

Различия химизма и T формирования автохтонных гранитоидов влияют и на особенности последующих групп. γ_1^w сменяются во времени биотитовыми γ_2^w и пегматоидными (γ_3^w) гранитоидами, обедненными Si , обогащенными K и Ca ; γ_1^d сменяются щелочными гранитами, более кремнекислотными и калиевыми, менее кальциевыми.

Установлена бóльшая родственность разновозрастных гранитоидов шатпутского типа, чем джаланского. Это находит объяснение в различной дальности перемещения расплавов от очагов их зарождения до места становления. γ_2^w образовались скорее всего на месте или очень недалеко от места своего залегания в поле гранито-гнейсов, что подтверждается постепенными в ряде случаев переходами в гранито-гнейсы, довольно высокими температурами регионального метаморфизма, при которых возможно плавление лейкократовых кислых пород, какими и являются гранито-гнейсы. Возникающие гранитоидные расплавы перемещались, правда в довольно небольших количествах, в зону низкого метаморфизма, где образовывали небольшие секущие тела и дайки. γ_2^d в отличие от γ_2^w не могли возникнуть на уровне, отвечающем современному эрозионному срезу, вследствие низких температур при региональном метаморфизме и формировании плагиогранито-гнейсов. Родоначальная магма могла зарождаться при плавлении пород, аналогичных γ_1^d , но на более глубинном уровне. В ходе перемещения магмы и становления происходили флюидно-магматическое взаимодействие и дифференциация компонентов, в результате чего гранитоидные расплавы обогащались K и сопутствующими ему редкими элементами, а также F , а

флюид — $\text{Na}, \text{Cl}, \text{CO}_2$ (см. гл. 6). Результаты факторного кластерного анализа, закономерности изменения парных коэффициентов корреляции, увеличение количества значимых связей между элементами и возрастание сводного коэффициента корреляции R_{CP}^2 от $\gamma_1^{\text{ш}}$ к $\gamma_{2-3}^{\text{ш}}$ и $\gamma_1^{\text{д}}$ к $\gamma_2^{\text{д}}$ подчеркивают возрастание магматического фактора при формировании поздних образований каждого типа. С другой стороны, анализ последовательности формирования групп гранитоидов на диаграмме $\text{Ab}-\text{An}-\text{Or}-\text{Qu}$ (H_2O) показывает, что эволюция составов часто не отвечает закономерностям кристаллизации магматических систем; выявлена также невозможность образования составов гранито-гнейсов и плагιοгранито-гнейсов из пород субстрата в закрытой системе. Все это свидетельствует еще раз о роли метасоматоза в гранитообразовании не только при формировании автохтонных но и аллохтонных образований.

На основании изучения расплавных включений установлено, что температуры формирования $\gamma_1^{\text{ш}}, \gamma_{2-3}^{\text{ш}}$ и $\gamma_2^{\text{д}}$ более или менее одинаковые и соответствуют интервалу $700-750^\circ\text{C}$. Это согласуется с близким содержанием Ti в биотитах этих гранитоидов (при одинаковых вариациях железистости). Более высокие T формирования сиенитов (E) отражаются в самой высокой величине Ba/Rb отношения в ортоклазе, а также в меньшей упорядоченности полевых шпатов, высоком содержании альбита в калиевом и низком в $\text{Na}-\text{Ca}$ полевом шпате. Температура образования $\gamma_1^{\text{д}}$ оценена по солевым включениям максимально в 650° , что, возможно, на два-три десятка градусов ниже истинной. Давление, при котором начали формироваться автохтонные гранитоиды, соответствовало P регионального метаморфизма, оцениваемого в 7.5 кбар, и падало до 6 кбар в процессе их формирования. P начала кристаллизация щелочных гранитов и гранитов было отчетливо выше 3 кбар (при этих P в гранитоидах возникали уже вторичные солевые включения), но ниже 6 кбар. Более низкие P кристаллизации перемещенных гранитоидов относительно автохтонных подтверждаются и более низкими содержаниями в биотитах Al_{VI} .

По смене минеральных ассоциаций установлен следующий ряд групп гранитоидов, фиксирующий возрастание щелочности: $\gamma_1^{\text{д}} \rightarrow \gamma_1^{\text{ш}} \rightarrow \gamma_{2(3)}^{\text{ш}} \rightarrow \text{E} \rightarrow \gamma_{2(3)}^{\text{д}}$ (табл. 58). Этот ряд подтверждается убыванием в нем глиноземистости биотитов (K_{Al}) и Ba/Rb отношения в ортоклазах в одготемпературных образованиях, а также возрастанием индекса щелочности $(\text{K}+\text{Na})'$, параллельно с которым уменьшается Na/K отношение (табл. 58). В $\gamma_{2(3)}^{\text{д}}$, где появляются эгирин и рибекит, индекс щелочности ниже, чем ожидаемый, т.е. он не отражает появления щелочных темноцветных минералов, возможно из-за их малого количества или из-за того, что повышается в таких породах содержание Fe_2O_3 , а эта величина входит в знаменатель индекса щелочности. В то же время, как и

Т а б л и ц а 58

Средние значения параметров состава, характеризующих ряд
возрастающей щелочности

| Ассоциация | $\gamma_1^A \rightarrow \gamma_1^E \rightarrow \gamma_2^E \rightarrow \gamma_3^E \rightarrow m \rightarrow \gamma_{2(3)}^A$ | | | | | |
|---------------------|---|---|---|---|---|---|
| | Bt + Qu + Pl | Bt + Qu + Pl ₁₅ ⁺ + Or | Bt + Qu + Pl ₂₀ ⁺ + Or | Bt + Qu + Pl ₂₂ ⁺ + Or | Bt + Hb + (Px) + + Or + Pl ₂₅ ⁺ + Qu | Aeg (Rib) + Qu + + Pl ₅ ⁺ + Or |
| K_{AL}^{Bt} | 24.83 | 23.17 | 21.24 | 21.60 | 17.53 | - |
| $(K + Na)'$ | 7.33 | 8.02 | 9.11 | 10.37 | 11.90 | 9.78 |
| $\frac{K + Na}{Al}$ | 0.71 | 0.82 | 0.77 | 0.81 | 0.79 | 1.05 |
| Na/K | 7.1 | 3.80 | 1.57 | 1.32 | 1.36 | 1.98 |
| $(Ba/Rb)^{Or}$ | - | 11.61 | 10.40 | 5.7 | - | 0.10 |

следовало ожидать, величина $\frac{K+Na}{Al}$ – самая высокая (>1) для

этих гранитоидов; самое низкое ее значение для γ_1^A , т.е. она отражает появление щелочных темноцветных и исчезновение из ассоциации ортоклаза.

В Ягулемской термальной структуре в условиях низкотемпературной амфиболитовой фации синхронно с этапом D_1 и метаморфизмом формируются альбититы. По составу они близки к плагиогранито-гнейсам Музола, отличаясь от них меньшим содержанием K . ($Na/K=44.5$, $(K+Na)=7.55$, $\frac{K+Na}{Al}=0.84$), более кислыми плагиоклазами, большей мелкозернистостью. Они формировались по менее глиноземистому субстрату, чем γ_1^A , кристаллическим сланцам или гранитоидам. Возможно, именно с этим и связаны особенности их состава. Отчетлива унаследованность состава альбититов в отношении ряда редких элементов (V, Co, Ni, Ba, Cr) в зависимости от исходного субстрата. Температура формирования альбититов около 630–650°, возможно более низкие, чем для плагиогранито-гнейсов, что подтверждается и более высокой упорядоченностью их плагиоклазов. С повышением степени метаморфизма альбититы

сменяются жильным материалом гранитного состава (с калиевым полевым шпатом). В связи с этим альбититы можно рассматривать как низкотемпературные аналоги продуктов гранитизации.

Итак, рассмотренные автохтонные образования трех термальных структур – Шатпутской, Джаланской и Язгулемской – являются отражением вертикальной зональности ультраметаморфизма. По возрастанию температур возникающие образования располагаются в ряд: альбититы Язгулема – плагиогранито–гнейсы Джалана – гранито–гнейсы Шатпута. В этом ряду в соответствии с формирующимися породами происходит смена процессов гранитообразования: низкотемпературный Na-Si метасоматоз, сопровождающийся почти полным выносом K , \longrightarrow более высокотемпературный Na-Si метасоматоз с менее резким выносом K \longrightarrow K-Na-Si метасоматоз + плавление. Последующие группы гранитоидов формируются в результате прогрессирующего плавления гранито–гнейсов или плагиогранито–гнейсов либо на месте своего формирования, если T регионального метаморфизма выше T плавления гранито–гнейсов, либо на более глубоком уровне. Как показано выше, эти различия в условиях формирования отражаются в определенных закономерностях эволюции состава пород и минералов. При достижении насыщения минерала элементом содержание его определяется совместным влиянием таких факторов, как T , pH и в меньшей степени P . В целом гранитоиды термальных структур Центрально–Памирского пояса являются преимущественно натриевыми с некоторым возрастанием калиевости к концу цикла, в отличие от более калиевых мезозойских гранитоидов памиро–шугнанского типа, связанных с андалузит–силлиманитовой фациальной серией (Цикличность..., 1978).

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ МЕТАМОРФИЗМА И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ

Общий анализ парагенезисов и данные термо- и барометрии по породам II и отчасти I зон регионального метаморфизма приводит к заключению о необычно высокой для комплексов кианитового типа фугитивности воды во флюиде, оцениваемой примерно в 5 кбар. В то же время установлено большое количество однофазовых высокоплотных включений CO_2 , которые сосуществуют в одних и тех же минералах с газово-жидкими включениями с кристаллами NaCl . Факты такого рода указывают на расслоение флюида в определенный момент эволюции процессов регионального метаморфизма. Максимальные температуры гомогенизации солевых включений $640\text{--}650^\circ$ как раз и соответствуют началу разделению флюида на две несмешивающиеся фазы.

Состав флюида в музкольском и язгулемском комплексах

Музкольский комплекс. Методом газовой хроматографии был определен состав газов глиноземистых пород IV, III, II и I зон и гранитоидов. Результаты анализов включены в специальную работу по флюидному режиму метаморфизма (Глебовицкий и др., 1980). Здесь приводятся лишь средние значения содержаний газов и значимости различий (табл. 59, 60). Основную часть флюидов составляет H_2O , на втором месте H_2 , затем CO_2 и N_2 ; CH_4 не обнаружен. Вариации содержаний газов в пределах групп достаточно широкие. Значимость различия этих величин часто не устанавливается для соседних зон, но получается при сравнении содержаний газов в мигматитах и гранито-гнейсах и разных зон метаморфизма.

В Шатпутской структуре от зоны IV к гранито-гнейсам $\gamma_1^{\text{ш}}$ убывает содержание H_2O , немного возрастая к гранитам. H_2 также уменьшается, но существенно в ином темпе, благодаря чему отношение $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ от зоны IV к зоне II практически не меняется, а к гранито-гнейсам резко возрастает. CO_2 не меняется от IV зоны

Таблица 59

Средние содержания газов (в мл/г) в породах музкольского метаморфического комплекса

| Породы зон метаморфизма и γ | n | H ₂ O | CO ₂ | CO | CH ₄ | H ₂ | N ₂ | Сумма газов | Сумма газов + H ₂ O | $\frac{H_2}{H_2O}$ | $\frac{CO}{CO_2}$ | K _{вос} | $\frac{H_2O}{CO_2}$ | $\frac{H_2}{CO}$ |
|------------------------------------|----|------------------|-----------------|-------|-----------------|----------------|----------------|-------------|--------------------------------|--------------------|-------------------|------------------|---------------------|------------------|
| Шатпутская термальная антиклиналь | | | | | | | | | | | | | | |
| IУ | 4 | 15.20 | 0.35 | 0.05 | - | 1.00 | 0.17 | 1.572 | 16.77 | 0.073 | 0.210 | 0.073 | 63.54 | 27.24 |
| III | 8 | 16.06 | 0.61 | 0.027 | - | 0.76 | 0.25 | 1.610 | 17.774 | 0.087 | 0.073 | 0.067 | 42.70 | 24.39 |
| II | 8 | 10.78 | 0.90 | 0.04 | - | 0.48 | 0.098 | 1.540 | 11.78 | 0.063 | 0.072 | 0.061 | 36.103 | 42.08 |
| I+Ia | 8 | 3.91- | 0.388 | 0.027 | - | 0.48 | 0.155 | 1.034 | 4.94 | 0.164 | 0.037 | 0.134 | 21.515 | 6.47 |
| $\gamma_1^{\text{ш}}$ | 6 | 0.53 | 0.26 | 0.017 | - | 0.092 | 0.137 | 0.508 | 1.033 | 0.305 | 0.058 | 0.192 | 3.277 | 2.15 |
| $\gamma_2^{\text{ш}}$ | 5 | 1.42 | 0.62 | 0.055 | 0.0006 | 0.102 | 0.11 | 0.888 | 2.307 | 0.155 | 0.113 | 0.123 | 1.746 | 1.57 |
| Джаланская термальная антиклиналь | | | | | | | | | | | | | | |
| III | 5 | 10.48 | 8.13 | 0.26 | - | 0.79 | 0.078 | 9.416 | 19.90 | 0.074 | 0.052 | 0.063 | 4.176 | 4.93 |
| II+I | 12 | 9.12 | 1.14 | 0.027 | - | 0.861 | 0.072 | 2.103 | 11.220 | 0.145 | 0.040 | 0.201 | 24.326 | 59.40 |
| $\gamma_1^{\text{д}}$ | 10 | 1.773 | 0.24 | 0.018 | 0.0003 | 0.26 | 0.17 | 0.684 | 2.456 | 0.435 | 0.071 | 0.298 | 11.88 | 5.06 |
| Mg метасоматиты | 6 | 3.09 | 0.298 | 0.031 | - | 0.310 | 0.222 | 0.858 | 3.948 | 0.136 | 0.113 | 0.246 | 9.59 | 18.29 |
| $\gamma_2^{\text{д}}$ | 10 | 0.67 | 0.342 | 0.018 | - | - | 0.33 | 0.690 | 1.364 | - | 0.116 | 0.022 | 4.394 | - |

Значения непараметрического критерия X для флюидов в породах музкольского метаморфического комплекса

| Группы пород по зонам метаморфизма | Табличные X | | | X | | | | | | | | | | | |
|------------------------------------|---------------|------|------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|----------------------|--------------------|-------------------|-------------|---------------------|------------------|
| | n | 95% | 99% | H_2O | CO_2 | CO | H_2 | N_2 | Сумма газов | Сумма газов + H_2O | $\frac{H_2}{H_2O}$ | $\frac{CO}{CO_2}$ | K_{Boc} | $\frac{H_2O}{CO_2}$ | $\frac{H_2}{CO}$ |
| IV, Шатпут | 4 | 2.68 | 3.40 | 0.45 | 1.16 | 2.36 | 1.24 | 1.53 | 0.21 | 0.52 | 1.24 | 2.57 | 1.03 | 1.55 | 0.52 |
| III " | 8 | | | | | | | | | | | | | | |
| IY " | 4 | 2.78 | 3.50 | 2.08 | 1.16 | 0.40 | 2.41 | 1.56 | 0.99 | 2.15 | 0.75 | 2.43 | 0.75 | 2.24 | 2.26 |
| II " | 9 | | | | | | | | | | | | | | |
| IY " | 4 | 2.68 | 3.40 | <u>3.69</u> | 0.07 | 0.84 | <u>3.48</u> | 0.84 | <u>2.84</u> | <u>3.69</u> | 1.31 | 2.38 | 1.31 | <u>3.05</u> | <u>2.77</u> |
| I " | 8 | | | | | | | | | | | | | | |
| IY ^ш " | 4 | 2.49 | 3.10 | <u>3.12</u> | 0.98 | <u>2.72</u> | <u>3.19</u> | 0.72 | <u>3.19</u> | <u>3.19</u> | 0.00 | 0.00 | 0.0 | <u>3.19</u> | <u>3.19</u> |
| $\gamma_1^ш$ " | 6 | | | | | | | | | | | | | | |
| III " | 8 | 3.49 | 4.44 | 2.07 | 0.71 | <u>4.05</u> | 0.57 | <u>4.84</u> | 0.45 | 1.77 | 1.90 | 1.93 | 0.88 | 2.58 | 0.32 |
| II " | 9 | | | | | | | | | | | | | | |
| III " | 8 | 3.39 | 4.26 | <u>4.35</u> | 0.32 | 1.39 | 1.80 | 2.91 | 2.20 | <u>3.92</u> | 3.22 | 0.93 | <u>3.43</u> | 2.67 | 0.32 |
| I " | 8 | | | | | | | | | | | | | | |
| III ^ш " | 8 | 3.06 | 3.88 | <u>4.75</u> | 1.91 | 1.42 | <u>3.87</u> | 2.85 | <u>3.82</u> | <u>4.75</u> | 0.62 | 1.24 | 0.54 | <u>4.75</u> | <u>3.90</u> |
| $\gamma_1^ш$ " | 6 | | | | | | | | | | | | | | |
| II " | 9 | 3.49 | 4.44 | <u>4.88</u> | 4.51 | 0.18 | 0.65 | 1.48 | 2.56 | <u>4.88</u> | 1.23 | 1.17 | 2.79 | 1.34 | 1.23 |
| I " | 8 | | | | | | | | | | | | | | |
| II ^ш " | 9 | 3.19 | 4.05 | <u>5.05</u> | <u>3.17</u> | <u>3.74</u> | <u>4.74</u> | 0.18 | <u>4.42</u> | <u>5.06</u> | <u>3.22</u> | 0.90 | 1.27 | <u>4.58</u> | <u>4.57</u> |
| $\gamma_1^ш$ " | 6 | | | | | | | | | | | | | | |
| I ^ш " | 8 | 3.06 | 3.88 | <u>5.75</u> | 0.88 | 2.27 | <u>4.05</u> | 1.52 | <u>3.29</u> | <u>4.58</u> | 1.54 | 1.32 | 1.66 | <u>4.07</u> | 2.80 |
| $\gamma_1^ш$ " | 6 | | | | | | | | | | | | | | |
| $\gamma_1^ш$, Шатпут | 6 | | | | | | | | | | | | | | |
| $\gamma_2^ш$ " | 5 | 2.72 | 3.40 | 1.21 | 2.11 | <u>3.76</u> | 0.51 | 0.42 | 0.88 | 1.17 | 0.30 | 1.81 | 0.46 | 1.46 | 1.05 |
| I " | 8 | 2.91 | 3.68 | <u>2.91</u> | 1.63 | <u>4.08</u> | <u>3.66</u> | 0.87 | 0.53 | 2.69 | 1.25 | 1.07 | 1.05 | <u>3.88</u> | 1.45 |
| $\gamma_2^ш$ " | 5 | | | | | | | | | | | | | | |
| III, Джалан | 5 | 3.19 | 4.05 | 0.16 | <u>3.58</u> | <u>4.57</u> | 0.99 | 2.37 | 2.37 | 2.59 | 1.87 | 1.57 | 0.34 | 2.88 | <u>3.37</u> |
| II " | 10 | | | | | | | | | | | | | | |
| III ^А " | 5 | 3.19 | 4.05 | <u>3.58</u> | <u>4.74</u> | <u>4.41</u> | <u>4.09</u> | 2.42 | <u>4.72</u> | <u>4.23</u> | 0.08 | 0.79 | 1.54 | 2.11 | 0.51 |
| II ^А " | 10 | 4.06 | 5.24 | <u>5.80</u> | <u>4.12</u> | 3.07 | <u>4.01</u> | <u>4.30</u> | <u>6.75</u> | <u>6.41</u> | 0.40 | 0.62 | 1.45 | 2.64 | <u>3.94</u> |
| γ_1^A " | 10 | | | | | | | | | | | | | | |
| $\gamma_{1(1)}^A$ " | 4 | 2.49 | 3.10 | 0.98 | 1.70 | 1.03 | 1.21 | 2.32 | 0.73 | 1.52 | 0.79 | 1.77 | 1.03 | 0.23 | 1.33 |
| $\gamma_{1(2)}^A$ " | 6 | | | | | | | | | | | | | | |
| γ_m^A " | 10 | 3.28 | 4.12 | 0.21 | 0.42 | 1.84 | 1.01 | 0.49 | 1.52 | 0.21 | 0.99 | 2.44 | 0.58 | 0.66 | 1.55 |
| γ_1^A " | 6 | | | | | | | | | | | | | | |
| γ_1^A " | 10 | 3.86 | 4.94 | <u>4.19</u> | 0.60 | 1.59 | <u>4.63</u> | 2.43 | 0.17 | <u>4.83</u> | <u>4.74</u> | 0.54 | <u>5.26</u> | <u>3.89</u> | <u>3.99</u> |
| γ_2^A " | 10 | | | | | | | | | | | | | | |
| γ_3^A " | 10 | 3.06 | 3.88 | <u>4.74</u> | <u>4.39</u> | <u>4.39</u> | <u>4.74</u> | <u>3.84</u> | <u>4.57</u> | <u>4.74</u> | <u>4.71</u> | 0.00 | <u>3.36</u> | 0.71 | <u>4.74</u> |
| II ^А " | 5 | | | | | | | | | | | | | | |
| γ_2^A " | 10 | 4.06 | 5.24 | <u>7.91</u> | <u>4.07</u> | <u>3.97</u> | <u>7.69</u> | 0.42 | <u>7.49</u> | <u>9.52</u> | <u>7.02</u> | 0.09 | <u>6.87</u> | <u>5.03</u> | <u>4.01</u> |
| II " | 12 | | | | | | | | | | | | | | |
| $\gamma_1^ш$, Шатпут | 6 | 3.28 | 4.12 | <u>3.92</u> | 0.76 | 0.89 | 3.01 | 1.51 | 0.49 | <u>3.74</u> | 2.21 | 0.42 | 1.34 | <u>3.28</u> | <u>4.48</u> |
| γ_1^A , Джалан | 10 | | | | | | | | | | | | | | |
| III, Шатпут | 8 | 2.91 | 3.68 | 1.67 | <u>3.51</u> | <u>3.74</u> | 0.15 | <u>3.51</u> | 2.72 | 0.49 | 2.41 | 0.94 | 0.97 | <u>4.27</u> | <u>3.25</u> |
| III, Джалан | 5 | | | | | | | | | | | | | | |
| II, Шатпут | 9 | 3.92 | 5.05 | 0.64 | 0.17 | <u>5.75</u> | 0.41 | 1.86 | 2.77 | 0.60 | 1.22 | 1.89 | 0.66 | 1.69 | 0.36 |
| II, Джалан | 12 | | | | | | | | | | | | | | |
| $\gamma_2^ш$, Шатпут | 5 | 3.06 | 3.88 | 0.10 | 2.18 | <u>4.74</u> | 2.37 | <u>3.18</u> | 0.81 | 0.01 | <u>4.29</u> | 1.48 | <u>3.36</u> | 2.36 | 2.37 |
| γ_2^A , Джалан | 10 | | | | | | | | | | | | | | |

ко II, а затем уменьшается в гранито-гнейсах и возрастает к гранитам. CO, начиная с III зоны, ведет себя аналогично CO₂. Отношение H₂/CO вследствие таких непропорциональных изменений имеет максимум во II зоне. K_{вос} полностью повторяет вариации H₂/H₂O. К зоне ультраметаморфизма сумма газов уменьшается так же, как и сумма газов + H₂O. Отношение H₂O/CO₂ значительно понижается с возрастанием степени метаморфизма, что характерно и для H₂/CO, если не считать отмеченного выше максимума во второй зоне. Иными словами, доля CO и CO₂ относительно H₂ и H₂O во флюиде возрастает по мере приближения к зоне ультраметаморфизма. Обращает на себя внимание тот факт, что гранито-гнейсы по содержанию газов как бы продолжают серию прогрессивно метаморфизующихся толщ. Так же непрерывно эволюционируют и химические составы самих пород. В то же время при переходе к гранитам направленность в изменении состава флюида меняется на обратную. Это можно расценить как принципиальное изменение механизма дифференциации вещества при переходе к магматическим процессам.

Факторный кластер-анализ показывает изменение характера и силы связей между содержаниями газов в породах (рис. 60). В зонах IY и III H₂ оказывается обособленным от других газов, не обнаруживая корреляции с H₂O, CO₂, CO, N₂; CO и N₂ связаны друг с другом положительно ($r = 0,5$). Нет также связи между отношениями CO/CO₂ и H₂/H₂O. Во II зоне группировка газов в кластере резко меняется. CO и H₂ входят в одну группу, а в другую попадают H₂O, CO₂ и N₂. Между этими группами наблюдается сильная отрицательная связь ($r = -0,6$). Вместе с тем отношения H₂/H₂O и CO/CO₂ оказываются сильно связанными друг с другом ($r = +0,8$). По-видимому, реакции окисления-восстановления во флюиде типа H₂⁺ + 1/2 O₂ = H₂O и CO + 1/2 O₂ = CO₂ протекали согласованно, с одинаковой интенсивностью, при взаимодействии флюида с породами. В этом взаимодействии большое значение имеет обогащение кристаллических сланцев музкольского комплекса органическим углеродом, который играл роль буфера, поддерживал окислительный потенциал на достаточно низком уровне и тем самым тормозил реакции окисления. Этим, по-видимому, можно объяснить тот факт, что в зоне ультраметаморфизма H₂/H₂O имеет столь высокое по сравнению с соседними зонами значение.

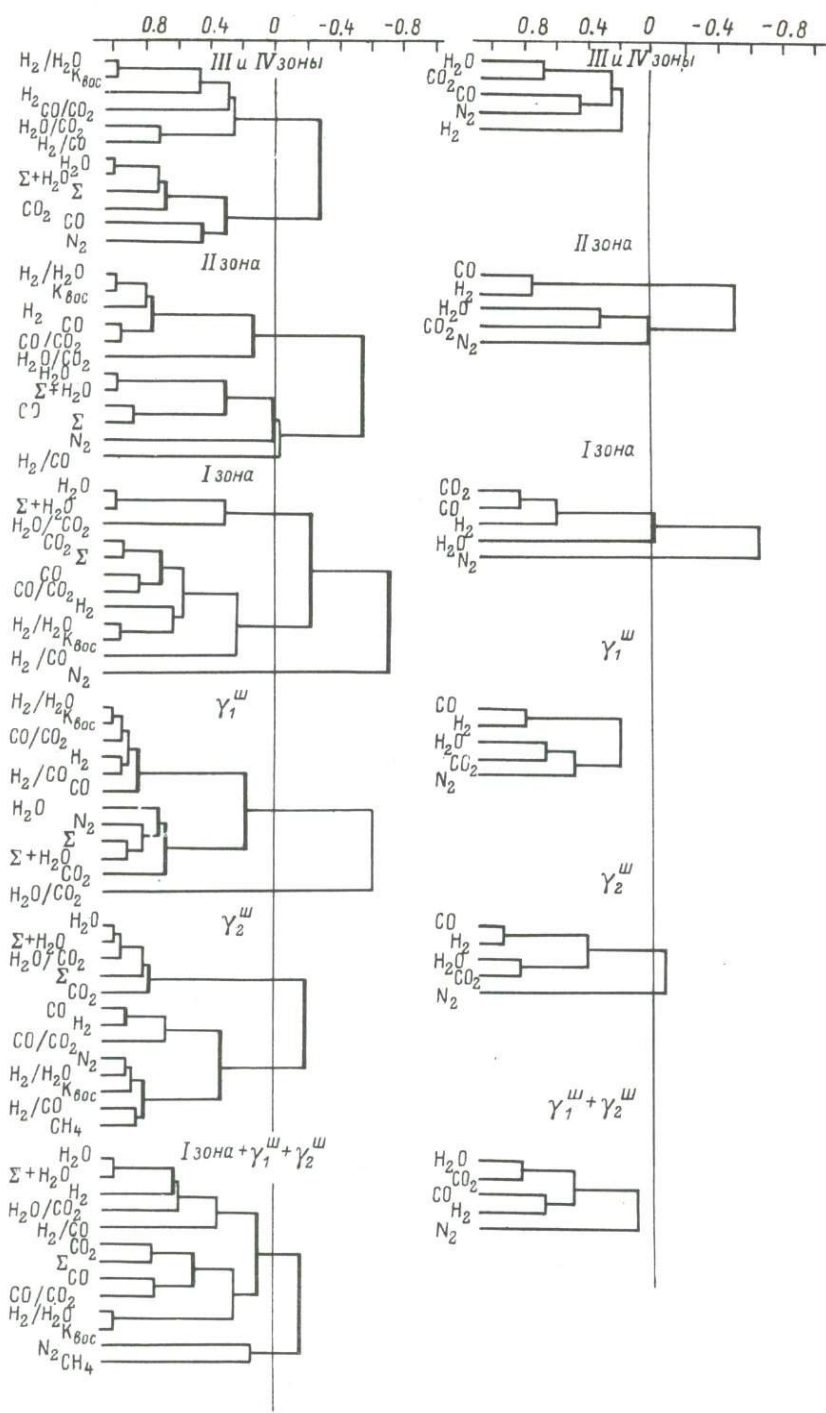
Связь между H₂/H₂O и CO/CO₂ сохраняется сильной вплоть до гранито-гнейсов и исчезает лишь в гранитах. В остальном же характер кластера после II зоны существенно не меняется, если не принимать во внимание незакономерные изменения в поведении азота.

Для Джаланской структуры вариации содержаний газов в породах оказались сходными с теми, которые были получены для Шатпутской антиклинали, но на Джалане изменения от зоны к зоне иногда бывают более резкими. Некоторое исключение составляет N₂, количество которого закономерно растет с повышением степени метаморфизма.

Возрастает также количество CO и CO_2 по отношению к плагиогранито-гнейсам, а на заключительном этапе преобразования пород, при формировании железо-магнезиальных метасоматитов, возрастает отношение H_2/CO . Обращает на себя внимание то, что содержание газов и их отношение по направлению к плагиогранито-гнейсам меняются так же, как и к гранито-гнейсам. А это лишний раз подчеркивает их связь с генетически единым процессом гранитообразования, хотя сами эти породы существенно отличаются друг от друга своим происхождением: первые из них являются продуктами метасоматического, а вторые магматического замещения толщ музкольского комплекса.

При переходе от плагиогранито-гнейсов к щелочным гранитам сохраняется та же тенденция, что и при переходе от метаморфических пород к плагиогранито-гнейсам – уменьшаются содержания H_2O , H_2 и CO , сумма газов и H_2O , возрастает количество N_2 ; содержание CO_2 не меняется. В то же время отношения $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$, $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$, H_2/CO и $K_{\text{вос}}$ уменьшаются, т.е. флюид обогащается H_2O относительно H_2 , CO_2 и CO относительно H_2O и H_2 ; следовательно, окисленность флюида возрастает. Направленность этих изменений в целом аналогична той, что устанавливается в ряду гранито-гнейс $\gamma_1^{\text{ш}} \rightarrow$ гранит $\gamma_2^{\text{ш}}$, хотя степень этих изменений при переходе к щелочным гранитам $\gamma_2^{\text{д}}$ значительно больше (табл. 59, 60). Ранее было отмечено, что изменение химического состава пород также более резкое при гранитообразовании джаланского типа по сравнению с шатпутским. Отличия фиксируются только для H_2O , содержание которой слабо возрастает в гранитах шатпутского типа и значимо уменьшается в эволюционном ряду к щелочным гранитам. Очень характерны полное отсутствие H_2 и очень низкие содержания CO в щелочных гранитах, что может свидетельствовать о большей окисленности флюида. Сравнение гранитов $\gamma_2^{\text{ш}}$ и щелочных гранитов $\gamma_2^{\text{д}}$ как разновозрастных образований, в формировании которых значительную роль играли расплавы, показывает, что в последних значительно ниже содержания CO , отношение $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ и $K_{\text{вос}}$ и выше N_2 , т.е. флюиды щелочных гранитов более окисленные, что подтверждается и большей величиной f_{O} .

Факторный кластер-анализ показывает изменение характера связей в зональности – аналогичное тому, которое было в Шатпутской структуре (рис. 61). В зоне III, как и прежде, не устанавливается связи CO/CO_2 и $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$. CO и CO_2 образуют самостоятельную группу, будучи связанными друг с другом сильной положительной связью ($r = 0.9$). H_2O связано с N_2 ($r = 0.9$), и затем оба они – с H_2 ($r = 0.8$). В зоне II растет сила связи CO/CO_2 и $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$, т.е. окисление CO и H_2 происходит в равной степени – H_2 с N_2 образуют самостоятельную группу, которая слабо отрицательно связана с группой H_2O , CO_2 и CO . В плагиогранито-гнейсах из последней группы уходит CO , так что возникают две группы $\text{CO}-\text{H}_2-\text{N}_2$, где CO и H_2 дают сильную положительную связь друг с другом ($r = 0.8$), так же, как и H_2O и CO_2 . Несколько ухудшается связь $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ и CO/CO_2 ($r = 0.6$). В метасоматитах согласованность



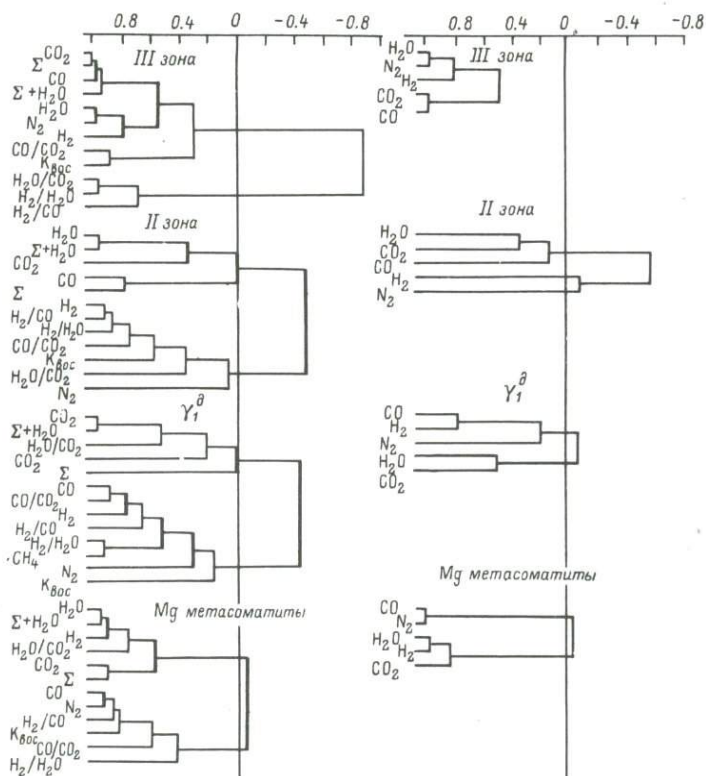


Рис. 61. Результаты факторного кластер-анализа состава флюида в Джаланской термальной антиклинали.

окисления CO в CO_2 и H_2 в H_2O становится ещё хуже ($r = 0.5$), H_2O и H_2 , а также CO и CO_2 имеют сильную положительную связь (0.8 и 0.9). H_2 присоединяется к группе H_2O и CO_2 , CO и N_2 образуют другую группу; обе группы не связаны друг с другом.

Таким образом, в пределах каждой группы пород окисление флюидов по водородной и углеродной линиям различно, но согласованность окисления по этим двум линиям растет к зоне ультраметаморфизма. В пределах каждой зоны вариации отношений CO/CO_2 для Шатпутской структуры более значительны, чем для Джаланской, причем преимущественно за счет зон низкого метаморфизма; в зонах высокого метаморфизма и гранитизации возрастают значения $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ при довольно близких значениях CO/CO_2 .

Рис. 60. Результаты факторного кластер-анализа состава флюида в Шатпутской термальной антиклинали.

Сопоставление зон метаморфизма двух рассматриваемых структур и автохтонных гранитоидов показывает следующее: в Джаланской структуре породы III зоны содержат больше CO и CO_2 , чем в Шатпутской; соответственно отношения $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ и H_2/CO меньше, т.е. происходит большее обогащение флюида CO и CO_2 относительно H_2 и H_2O . Для II зоны обеих структур соотношения обратные. В плагиогранито-гнейсах относительно гранито-гнейсов обнаруживается большое количество H_2O в сумме газов соответственно — большие значения $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$, т.е. меньшее относительное обогащение флюидов CO_2 относительно H_2O . Это может быть связано с разным характером процессов в Джаланской и Шатпутской структурах — в последней имело место плавление пород, которое протекало параллельно с метасоматозом, в Джаланской структуре плавление не имело места. Таким образом, главная особенность эволюции флюидов при метаморфизме и гранитообразовании в музкольском метаморфическом комплексе состоит в повышении восстановленности газов с повышением температуры. Это может быть связано с энергичным поступлением ювенильного водородного флюида в ядерные части термальных структур. Причем процессы окисления, тормозившиеся углеродным буфером, не могли свести на нет эффекта привноса глубинного водорода. Уменьшение отношений H_2/CO и $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ по мере повышения степени метаморфизма может быть объяснено взаимодействием флюида с гранитной магмой, которая селективно растворяла H_2O , осушая тем самым флюид.

Язгулемский комплекс. Анализ флюидов пород язгулемского комплекса и развитых по ним альбититов дает картину распределения содержаний газов, существенно отличающуюся от той, которая получена для пород музкольского комплекса. Исследовались биотит-амфибол-кварц-плагиоклазовые, биотит-плагиоклаз-кварцевые кристаллические сланцы, альбититы по ним, ранние, преимущественно биотитовые, рассланцованные гранитоиды и развитые по ним альбититы. Результаты определений (для 33 образцов) публикуются в специальной работе (Глебовицкий и др., 1980). Средние значения по группам и результаты проверки значимости различий средних содержаний с помощью непараметрического критерия Ван дер Вардена приведены в табл. 61, 62. Анализ приведенных данных показывает следующее. Содержание газов в группах варьирует в пределах одного порядка и менее. H_2O составляет основную часть флюида, выделенного из породы, причем более высокое содержание H_2O в альбититах, породах с небольшим количеством минералов, содержащих воду, по сравнению с исходными сланцами показывает, что значительная доля этой воды связана с дефектами структур лейкократовых минералов и включениями минералообразующих сред, а не с темноцветными гидроксилсодержащими минералами. Второе место по количеству занимают CO_2 и H_2 , затем следуют N_2 и CO , меняясь местами; CH_4 отсутствует в количествах, доступных для измерения.

Т а б л и ц а 61

Средние содержания газов (в мл/г) в породах язгульского комплекса

| Группа пород | n | H ₂ O | CO ₂ | CO | H ₂ | N ₂ | Сумма газов | Сумма газов + H ₂ O | H ₂ /H ₂ O | CO/CO ₂ | K _{вос} | H ₂ O/CO ₂ | H ₂ /CO |
|--|----|------------------|-----------------|------|----------------|----------------|-------------|--------------------------------|----------------------------------|--------------------|------------------|----------------------------------|--------------------|
| Биотит-амфибол-плаггиоклазовые сланцы | 5 | 1.61 | 1.19 | 0.15 | 0.40 | 0.09 | 1.99 | 3.44 | 0.38 | 0.21 | 0.35 | 4.19 | 7.69 |
| Биотит-плаггиоклаз-кварцевые сланцы | 6 | 2.10 | 0.33 | 0.05 | 0.26 | 0.12 | 0.73 | 2.93 | 0.17 | 0.19 | 0.14 | 16.05 | 6.82 |
| Биотит-амфибол-плаггиоклазовые и биотит-плаггиоклаз-кварцевые сланцы | 11 | 1.92 | 0.72 | 0.09 | 0.32 | 0.10 | 1.23 | 3.16 | 0.27 | 0.20 | 0.23 | 10.66 | 7.21 |
| Альбититы по сланцам | 7 | 3.04 | 1.02 | 0.09 | 0.27 | 0.09 | 1.47 | 4.51 | 0.13 | 0.28 | 0.14 | 5.92 | 2.44 |
| Рассланцованные биотитовые граниты | 7 | 0.62 | 0.41 | 0.06 | 0.05 | 0.07 | 0.59 | 1.16 | 0.08 | 0.17 | 0.16 | 1.60 | 0.24 |
| Альбититы по гранитам | 8 | 2.63 | 0.51 | 0.03 | - | 0.05 | 0.58 | 3.20 | - | 0.17 | 0.03 | 5.22 | - |

Таблица 62

Значения непараметрического критерия X для содержаний газов и их отношений в породах Язгулема

| Группы пород | n | Табличные X | | H ₂ O | CO ₂ | CO | H ₂ | N ₂ | Сумма газов | Сумма газов + H ₂ O | $\frac{H_2}{H_2O}$ | $\frac{CO}{CO_2}$ | K _{вог} | $\frac{H_2O}{CO_2}$ | $\frac{H_2}{CO}$ |
|--|---------|------------------|------|------------------|-----------------|-------------|----------------|----------------|----------------|--------------------------------------|--------------------|-------------------|------------------|---------------------|------------------|
| | | 95% | 99% | | | | | | | | | | | | |
| Биотит-амфибол-плаггио- класовые и биотит- кварц-плаггиокласовые сланцы | 5 6 | 2.72 | 3.40 | 0.067 | 0.97 | 1.84 | 2.05 | 0.88 | 1.59 | 0.62 | 2.59 | 0.24 | 2.55 | 1.39 | 0.64 |
| Биотит-амфибол-плаггио- класовые сланцы Альбиты по сланцам | 5 7 | 2.79 | 3.58 | 0.74 | 0.42 | 0.63 | 2.05 | 1.16 | 0.79 | 1.15 | <u>2.79</u> | 1.47 | <u>3.20</u> | 0.38 | 2.67 |
| Биотит-кварц-плаггиокла- зовые сланцы Альбиты по сланцам | 6 7 | 2.96 | 3.71 | 0.02 | 2.26 | 3.09 | 0.18 | 0.67 | 1.48 | 1.25 | 0.97 | 0.57 | 0.20 | 1.71 | 2.22 |
| Амфибол- и биотит-кварц- плаггиокласовые сланцы Альбиты | 11 7 | 3.53 | 4.50 | 1.27 | 2.01 | 2.60 | 2.08 | 0.96 | 0.63 | 2.02 | 2.83 | 1.29 | 2.00 | 2.93 | 4.18 |
| Рассланцованные граниты Альбиты по ним | 7 8 | 3.24 | 4.07 | 0.48 | 0.66 | 0.85 | 2.86 | 1.59 | 1.21 | 0.00 | <u>4.25</u> | 2.63 | <u>3.56</u> | 0.98 | <u>3.58</u> |
| Альбиты по сланцам Альбиты по гранитам | 7 8 | 3.24 | 4.07 | 1.99 | 2.37 | <u>3.91</u> | <u>3.58</u> | 0.96 | <u>3.36</u> | 2.39 | <u>4.74</u> | 2.21 | <u>3.85</u> | 0.77 | <u>4.09</u> |
| Сланцы амфиболовые и биотитовые Рассланцованные граниты | 11 7 | 3.53 | 4.50 | <u>4.03</u> | 0.67 | 1.32 | <u>5.05</u> | 1.95 | <u>3.42</u> | <u>4.10</u> | <u>4.18</u> | 1.46 | 2.60 | 3.05 | <u>5.42</u> |

Т а б л и ц а 63

Средние значения составов водных вытяжек для Na-Si метасо-

| Группа пород | n | Na ⁺ | | K ⁺ | |
|---------------------------------|----|-----------------|--------|----------------|--------|
| | | мг/100г | мг/экв | мг/100г | мг/экв |
| Na-Si метасоматиты (Язгулем) | 5 | 46.18 | 2.01 | 16.49 | 0.43 |
| γ_1^D (Музкол) | 4 | 34.61 | 1.50 | 51.09 | 1.31 |
| γ_1^W " | 5 | 36.47 | 1.59 | 30.65 | 0.78 |
| $\gamma_1^D + \gamma_1^W$ " | 9 | 35.65 | 1.55 | 39.73 | 1.02 |
| Гранитоиды (Ладога) | 16 | 22.87 | 0.99 | 40.19 | 1.03 |

Биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы больше отличаются от альбититов, чем биотит-плагиоклаз-кварцевые сланцы, а обе группы исходных пород, соединенных вместе, значимо отличаются от альбититов только величиной отношения H_2/CO , которое уменьшается в альбититах в 3 раза. Биотит-плагиоклаз-кварцевые сланцы содержат значительно меньше CO , чем альбититы. Биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы отличаются от альбититов значимо более высокими отношениями H_2/H_2O , H_2/CO и $K_{вос}$. Возможно, в силу контрастности составов амфиболсодержащие породы, будучи более устойчивыми к процессам альбитизации, сохраняют черты первичного флюида, тогда как газы, равновесные с биотит-плагиоклаз-кварцевыми сланцами, близкими по составу к альбититам, несут мало информации о первичном флюиде.

При альбитизации гранитов количество определенных газов в сумме и каждого в отдельности практически не меняется, но величины отношений H_2/H_2O , H_2/CO и коэффициента восстановленности значительно уменьшаются. В альбититах по гранитам совсем отсутствует H_2 . В целом направленность процесса альбитизации по гранитам и субстрату в основном одинакова, но состав флюидов обеих групп альбититов различен: в альбититах по гранитоидам значимо меньше CO , отсутствует H_2 , для них характерны меньшие значения H_2/H_2O , H_2/CO , коэффициента восстановленности. Именно эти же отличия свойственны исходным для соответствующих альбититов кристаллическим сланцам и гранитоидам (табл. 62, 63); к ним добавляются еще различия по содержанию H_2O : в кристаллических сланцах больше H_2O и суммы газов $+H_2O$, чем в гранитоидах.

матитов Язгулема, гранитоидов Музкола и Ладогги

| HCO_3^- | | Cl^- | | Na^+/K^+ | | $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ | |
|------------------|--------|---------------|--------|--------------------------|--------|------------------------------|--------|
| мг/100г | мг/экв | мг/100г | мг/экв | мг/100г | мг/экв | мг/100г | мг/экв |
| 11.70 | 0.329 | 29.28 | 0.480 | 5.34 | 8.42 | 10.42 | 6.24 |
| 5.62 | 0.158 | 51.52 | 0.840 | 1.18 | 2.01 | 6.22 | 3.62 |
| 3.00 | 0.084 | 57.64 | 0.945 | 1.26 | 2.16 | 15.04 | 8.80 |
| 4.16 | 0.120 | 55.00 | 0.900 | 1.22 | 2.10 | 11.12 | 6.50 |
| 6.59 | 0.185 | 35.10 | 0.737 | 0.91 | 1.27 | 10.77 | 5.79 |

Факторный кластер-анализ показывает изменение характера связей при переходе от кристаллических сланцев и гранитоидов к альбититам (рис. 62), причем линии связи имеют растянутый характер, что свидетельствует о высокой степени взаимодействия флюида с исходной породой (Флюидный режим..., 1977). В кристаллических сланцах между CO и CO_2 имеется сильная положительная связь; к ним последовательно примыкают H_2O и H_2 , причем сила связи уменьшается. По-видимому, во флюиде имело место окисление $\text{CO} + 1/2 \text{O}_2 = \text{CO}_2$ и $\text{H}_2 + 1/2 \text{O}_2 = \text{H}_2\text{O}$, причем первая реакция проходила более интенсивно. В альбититах по сланцам H_2 положительно ($r = 0.9$) связана с N_2 , к ним примыкает CO ($r = 0.8$) и затем CO_2 ($r = 0.55$). H_2O не связана с этой группой ($r = -0.05$). Для гранитов характерна тесная связь CO_2 и H_2O ($r = 0.5$), к ним примыкает CO ($r = 0.85$) и затем H_2 ($r = 0.7$), демонстрируя окисление CO и в меньшей мере H_2 . В альбититах по гранитам характерно обособление флюидов в две группы $\text{CO} + \text{N}_2$ и $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ (H_2 в анализах отсутствует).

Сопоставление результатов флюидного анализа пород, возникших в процессе $\text{Na}-\text{Si}$ метасоматоза на Музколе и Язгулеме показывает, что эволюция флюидного режима противоположна по направленности: для Язгулема характерно возрастание окисленности флюидов, для Музкола — уменьшение окисленности, но для обоих регионов установлено возрастание доли CO и CO_2 относительно H_2 и H_2O .

Прежде чем пытаться объяснить эти тенденции, обратимся к результатам анализов водных вытяжек для альбититов, плагиогранито-гнейсов (γ_1^A) и гранито-гнейсов (γ_1^B). Были обнаружены следующие анионы, расположенные в порядке уменьшения количеств: HCO_3^- ,

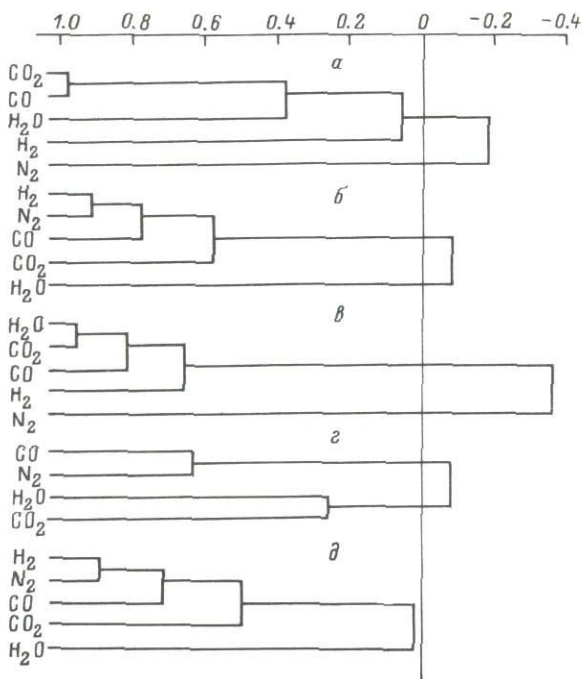


Рис. 62. Результаты факторного кластер-анализа состава флюида в Язгулемской термальной антиклинали,

а - кристаллосланцы, б - альбититы по сланцам, в - граниты, г - альбититы по гранитам, д - альбититы по гранитам и сланцам.

Cl^- , SO_4^{2-} при полном отсутствии F^- , Na^+ всегда преобладает над K (табл. 63). В водных вытяжках альбититов минимально содержание K^+ и максимально Na^+ , так что Na^+/K^+ значимо выше, чем для водных вытяжек $\gamma_1^{\text{д}}$ и $\gamma_1^{\text{ш}}$. Интересно, что для $\gamma_1^{\text{ш}}$ эти отношения выше, чем для $\gamma_1^{\text{д}}$, хотя последние породы более натровые.

Эволюция флюида в процессе метаморфизма и гранитообразования

Резюмируя сказанное выше о составе флюида в породах музкольского и язгулемского комплексов, подчеркнем еще раз, что во всех случаях преобладающим газовым компонентом является H_2O . CO_2 , CO , H_2 и N_2 присутствуют в переменных количествах. Отношение $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ меняется закономерно и отражает процесс осушения флюида рождающимся при ультраметаморфизме гранитоидным расплавом,

Таблица 64

Мольные доли, парциальные давления, фугитивности и активности газов во флюиде

| | $P_{г.жщ}$, кбар | X_{H_2O} | X_{CO_2} | X_{CO} | X_{H_2} | P_{H_2O} | P_{CO_2} | P_{CO} | P_{H_2} | $f_{H_2O}^0$ | $f_{CO_2}^0$ | f_{CO}^0 | $f_{H_2}^0$ | α_{H_2O} | α_{CO_2} | α_{CO} | α_{H_2} |
|------------------------------------|----------------------|------------|------------|----------|-----------|------------|------------|----------|-----------|--------------|--------------|------------|-------------|-----------------|-----------------|---------------|----------------|
| III ^{III} | 6.0 | 0.908 | 0.033 | 0.002 | 0.057 | 5.45 | 0.20 | 0.01 | 0.35 | 2.02 | 0.21 | 0.01 | 0.33 | 0.336 | 0.035 | 0.002 | 0.053 |
| II ^{III} | 7.5 | 0.867 | 0.078 | 0.004 | 0.051 | 6.51 | 0.58 | 0.03 | 0.38 | <u>4.67</u> | 0.69 | 0.03 | 0.36 | <u>0.622</u> | 0.093 | 0.004 | 0.049 |
| (I+I ^A) ^{III} | 7.5 | 0.790 | 0.098 | 0.003 | 0.109 | 5.92 | 0.74 | 0.02 | 0.82 | <u>4.57</u> | 0.94 | 0.02 | 0.86 | <u>0.610</u> | 0.124 | 0.003 | 0.114 |
| γ_1^W | 7.5 | 0.613 | 0.262 | 0.017 | 0.108 | 4.60 | 1.96 | 0.13 | 0.81 | 3.51 | 3.71 | 0.13 | 0.85 | 0.468 | <u>0.496</u> | 0.017 | 0.113 |
| γ_2^W | 4.0 | 0.526 | 0.373 | 0.037 | 0.064 | 2.10 | 1.49 | 0.15 | 0.26 | 1.41 | 2.44 | 0.15 | 0.24 | 0.352 | <u>0.611</u> | 0.037 | 0.060 |
| III ^{II} | 6.0 | 0.616 | 0.325 | 0.017 | 0.042 | 3.70 | 1.95 | 0.10 | 0.25 | 1.20 | 3.71 | 0.10 | 0.23 | 0.200 | 0.618 | 0.017 | 0.038 |
| (I+II) ^D | 7.5 | 0.800 | 0.105 | 0.002 | 0.093 | 6.00 | 0.79 | 0.02 | 0.70 | <u>4.56</u> | 1.02 | 0.02 | 0.72 | <u>0.608</u> | 0.135 | 0.002 | 0.095 |
| γ_1^D | 7.5 | 0.689 | 0.127 | 0.010 | 0.174 | 5.17 | 0.95 | 0.08 | 1.30 | 3.59 | 1.28 | 0.08 | 1.41 | 0.478 | 0.171 | 0.010 | 0.189 |
| γ_2^D | 4.0 | 0.775 | 0.124 | 0.016 | 0.085 | 4.65 | 0.74 | 0.10 | 0.51 | 3.06 | 0.91 | 0.10 | 0.50 | 0.510 | 0.152 | 0.015 | 0.083 |
| Сланцы Язгулема | 6.0 | 0.629 | 0.236 | 0.030 | 0.105 | 3.77 | 1.42 | 0.18 | 0.63 | 2.38 | 2.27 | 0.17 | 0.62 | 0.396 | 0.378 | 0.028 | 0.102 |
| Альбититы по сланцам | 6.0 | 0.688 | 0.231 | 0.020 | 0.061 | 4.13 | 1.39 | 0.12 | 0.37 | 2.68 | 2.19 | 0.11 | 0.36 | 0.444 | 0.365 | 0.019 | 0.059 |
| γ_1^R | 6.0 | 0.544 | 0.360 | 0.052 | 0.044 | 3.26 | 2.16 | 0.31 | 0.26 | 2.20 | 4.42 | 0.29 | 0.26 | 0.367 | 0.737 | 0.049 | 0.042 |
| Альбититы по γ_1^R | 6.0 | 0.830 | 0.161 | 0.009 | - | 4.98 | 0.97 | 0.05 | - | 3.46 | 1.31 | 0.05 | - | 0.577 | 0.219 | 0.008 | - |

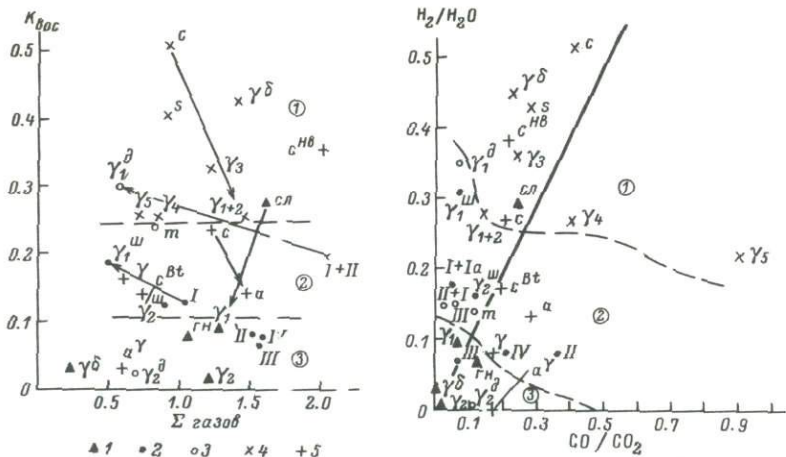


Рис. 63. Диаграмма Σ газов- $K_{вос}$ для пород ладожского, беломорского, музкольского и язгулемского комплексов.

1 - беломорский; музкольский комплекс; 2 - Шатпутская, 3 - Джаланская структуры; 4 - ладожский, 5 - язгулемский комплексы. Индексы на диаграмме: гн - гнейсы, сл - сланцы беломорского комплекса, с - все разновидности сланцев язгулемского комплекса: с^{Bt} - биотит-плаггиоклазовые, с^{Hb} - амфибол-плаггиоклазовые, а - альбититы, а^г - альбититы по гранитам, I, II, III, IV - сланцы соответствующих зон музкольского комплекса, γ_1, γ_2 - генерации гранитоидов, S - метасоматические сиениты, γ^d - гранодиориты интрузивные, m - Fe = Mg метасоматиты. Цифры в кружках - поля составов флюида различных комплексов.

Рис. 64. Диаграмма $H_2/H_2O \cdot CO/CO_2$ для пород ладожского, беломорского, музкольского и язгулемского комплексов.

Обозначения те же, что и на рис. 63.

благодаря большей растворимости H_2O в магме и удалению ее из системы сквозьмагматическими потоками растворов.

Была предпринята попытка, используя данные анализа газовой составляющей пород, рассчитать средние величины мольных долей H_2O, CO_2, CO и H_2 , их парциальных давлений и fugitivity в гомогенном флюиде для метаморфических зон, гранитоидов и Na-Si метасоматитов (табл. 64). Коэффициенты fugitivity H_2O, CO_2, CO и H_2 взяты в таблицах Л.Л. Перчука (1973), CO - Ю.П. Мельника (1978). Эти расчеты не слишком точны по двум причинам. Во-первых, величины fugitivity (f_0) вычислены исходя из предпо-

ложения об идеальности газовой смеси. Во-вторых, в основу было положено представление о чистом газовом флюиде, тогда как в действительности он представляет собой достаточно концентрированный раствор различных солей, что следует из изучения включений минералообразующих сред и анализа водных вытжек. Тем не менее приведенные здесь значения $f_{\text{H}_2\text{O}}^0$ для I и II зон достаточно хорошо согласуются с оценками, полученными при парагенетическом анализе. Поэтому достоверными можно признать и вытекающие из табл. 64 закономерности относительного изменения активностей газов во флюиде при переходе к гранитоидам. Возрастание P_{CO_2} во флюиде, находящемся в равновесии с расплавами, и непропорционально сильное возрастание $f_{\text{CO}_2}^0$, возможно, является одной из причин появления максимума содержания H_2 , а вместе с тем и величины $K_{\text{ВОС}}$ в гранито-гнейсах. Дело в том, что в поступающем в систему ювенильном восстановленном флюиде процессы окисления тормозятся тем, что коэффициент фугитивности H_2 уменьшается благодаря резкому повышению активности CO_2 .

Представляется интересным сравнение степени восстановленности флюида в породах зон ультраметаморфизма различных комплексов (рис. 63). При одинаковой сумме газов отчетливо выступают более высокие значения $K_{\text{ВОС}}$ для всех гранитоидов и субстрата мигматитов ладожской серии (поле I). Самые низкие значения $K_{\text{ВОС}}$ характерны для высокотемпературных гнейсов (гранулитовая фация) и сопровождающих их гранитоидов беломорского комплекса (поле 3), но не основных кристаллических сланцев, попадающих в поле I. Средние значения $K_{\text{ВОС}}$ характерны для пород язгулемского и гранито-гнейсов музкольского комплексов (поле 2). Высокие значения $K_{\text{ВОС}}$ (главным образом за счет высокой концентрации H_2 во флюиде) для ладожской серии, метаморфизованной в андалузит-силлиманитовом режиме, возможно, связаны с низким общим давлением, снижение которого при прочих равных условиях смещает равновесие в сторону восстановленных форм. Именно с этим эффектом можно связать присутствие в ладожских породах упорядоченных калиевых полевых шпатов, тогда как для всех комплексов кианит-силлиманитового типа, в том числе для музкольского и тем более беломорского, характерны неупорядоченные ортоклазы. Механизм перехода ортоклаза в микроклин под влиянием протона был исследован Г. Доннеем и др. (Donnan et al., 1960).

Рассмотрим, каким образом происходит окисление сложного по составу флюида и снова воспользуемся для этого не только материалами по Центральному Памиру, но и данными по беломорскому комплексу и ладожской серии. На диаграмме $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O} - \text{CO}/\text{CO}_2$ (рис. 64), которая дает представление о степени окисления углеродной и водородной составляющих флюида, точки средних составов пород различных комплексов образуют обособленные группировки. Очевидно, что при одинаковой степени окисления CO и H_2 точки должны располагаться вдоль линии отношения $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O} - \text{CO}/\text{CO}_2 = 1$. Расположе-

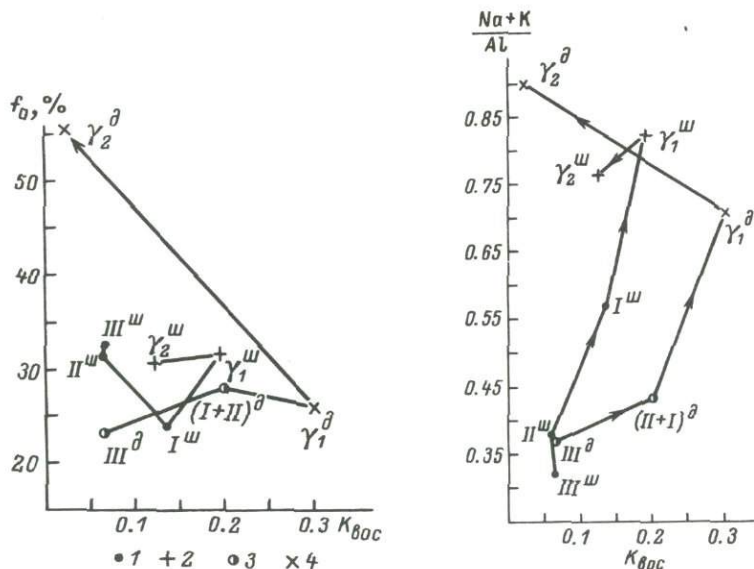


Рис. 65. Диаграмма $f_0 - K_{\text{вос}}$.

1 - метаморфические породы и 2 - гранитоиды Шатпутской структуры; 3 - метаморфические породы и 4 - гранитоиды Джаланской антиклинали.

Рис. 66. Диаграмма $\frac{Na + K}{Al} - K_{\text{вос}}$.

Обозначения те же, что и на рис. 65.

ние этих точек левее и выше линии показывает, что восстановленность по водородной линии бóльшая, чем по углеродной, а следовательно, CO окисляется легче, чем H_2 . Это связано с большей величиной сродства CO к кислороду, чем H_2 при P-T параметрах метаморфизма и гранитизации (Флюидный режим..., 1977). Не устанавливается связи между H_2/H_2O и CO/CO_2 , а следовательно, окисление H_2 и CO идет независимо, что подтверждается факторным кластер-анализом состава флюида. Только в сильно окисленных флюидах беломорского комплекса отношение $H_2/H_2O : CO/CO_2$ приближается к единице.

Таким образом, в музкольском метаморфическом комплексе при переходе от низко- и среднетемпературного метаморфизма к зоне высокотемпературного метаморфизма и ультраметаморфизма происходит не только относительное снижение фугитивности H_2O за счет увеличения мольной доли и фугитивности CO_2 , но и возрастание

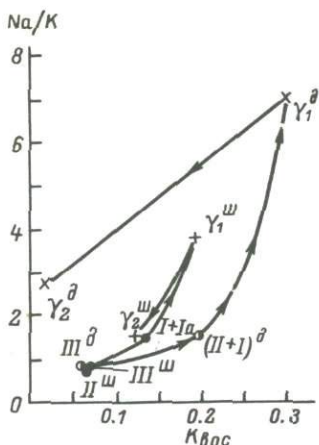


Рис. 67. Диаграмма $\text{Na}/\text{K} - K_{\text{вос}}$.

Обозначения те же, что и на рис. 65.

степени восстановленности флюида главным образом за счет роста отношения $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$, и только после этого в процессе последовательного гранитообразования $K_{\text{вос}}$ снижается. Это может свидетельствовать об энергичном поступлении ювенильного водородного флюида на уровень гранитизации. Однако процессы окисления этого флюида, вопреки мнению Л.А. Перчука (1973), не могут рассматриваться в качестве

непосредственной причины разогрева и плавления пород, так как начало гранитизации знаменуется максимумом восстановленности. Отсутствие значимых различий в степени окисления железа в различных породах музкольского комплекса не позволило установить корреляцию между величиной f_0 и $K_{\text{вос}}$ (рис. 65). Можно лишь констатировать, что эти величины связаны отрицательно в серии гранитообразования джаланского типа.

Проверим справедливость ранее высказанного предположения о том, что процессы регионального метаморфизма музкольского комплекса, сопровождавшиеся интенсивными $\text{Na}-\text{Si}$ метасоматозом и натриевой гранитизацией, протекали под действием восходящего из глубинных источников существенно Na -хлоридного раствора. Для этого необходимо исследовать связи между некоторыми параметрами состава пород (табл. 65, 17, 30) и $K_{\text{вос}}$. На диаграмме $\frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Al}} - K_{\text{вос}}$ (рис. 66) видно, что закономерное всрастание щелочности кристаллических сланцев, гнейсов и гранитоидов для каждой исследованной серии прямо связано с возрастанием $K_{\text{вос}}$. Исключение составляют γ_2^w и особенно γ_2^d , в поведении которых нашло отражение отмеченное выше окисление сосуществующего с ними флюида в ходе эволюции гранитоидов. Определенную ясность в понимание этой эволюции вносит изучение связи отношения Na/K с $K_{\text{вос}}$ (рис. 67). Видно, что эти величины хорошо коррелируются друг с другом. Более того, высоконатриевые джаланские гранито-гнейсы и метаморфические породы соответствующих зон включают в себя более восстановленный флюид.

Таким образом, если справедлив вывод о глубинном источнике водородного флюида, то справедливо и предположение о существенно натриевой специализации ювенильных растворов, ответственных за проявление аллохимического метаморфизма, и формирование ярко выраженной натриевой специализации ультраметаморфических гранитоидов. Повышение же активности калия на поздних стадиях гранитооб-

Т а б л и ц а 65

Средние составы гнейсов и кристаллических сланцев, бедных Са, в различных зонах метаморфизма (в вес. %)

| | Шатпутская антиклиналь | | | Джаланская антиклиналь | | | |
|--------------------------------|---------------------------|--------|-------|---------------------------|-------|-------|--------|
| | I | II | III | I | II | III | IV |
| SiO ₂ | 68.94 | 67.62 | 66.32 | 65.24 | 61.01 | 66.96 | 66.23 |
| TiO ₂ | 0.65 | 0.74 | 0.79 | 0.68 | 0.77 | 0.77 | 0.90 |
| Al ₂ O ₃ | 15.84 | 16.41 | 17.20 | 16.02 | 19.14 | 16.64 | 15.77 |
| F ₂ O ₃ | 0.61 | 1.80 | 1.76 | 1.28 | 1.87 | 1.06 | 1.45 |
| FeO | 3.17 | 3.03 | 3.63 | 3.43 | 3.93 | 3.00 | 3.85 |
| MnO | 0.06 | 0.06 | 0.09 | 0.05 | 0.08 | 0.03 | 0.06 |
| MgO | 1.32 | 1.43 | 1.46 | 3.17 | 2.82 | 2.31 | 1.77 |
| CaO | 1.47 | 0.97 | 1.38 | 1.54 | 1.72 | 1.44 | 1.51 |
| Na ₂ O | 2.81 | 2.10 | 1.40 | 2.91 | 1.68 | 1.38 | 1.92 |
| K ₂ O | 3.45 | 3.16 | 2.78 | 3.37 | 3.40 | 3.57 | 2.79 |
| H ₂ O | 1.01 | 2.60 | 2.67 | 1.40 | 2.94 | 2.32 | 3.26 |
| P ₂ O ₅ | 0.11 | 0.16 | 0.20 | 0.17 | 0.18 | 0.18 | 0.21 |
| CO ₂ | 0.18 | 0.24 | 0.25 | 0.28 | 0.37 | 0.32 | 0.69 |
| S _{общ} | 0.03 | 0.02 | 0.13 | 0.04 | 0.01 | 0.02 | 0.01 |
| Сумма | 99.65 | 100.44 | 99.52 | 99.63 | 99.92 | 99.59 | 100.42 |
| F | 56.8 | 63.8 | 67.8 | 45.6 | 55.0 | 56.9 | 67.4 |
| f ₀ | 23.9 | 31.6 | 32.5 | 27.6 | 28.7 | 22.8 | 23.7 |
| $\frac{Na}{Al-K}$ | 0.469 | 0.226 | 0.162 | 0.378 | 0.183 | 0.197 | 0.258 |
| $\frac{Na+K}{Al}$ | 0.571 | 0.381 | 0.316 | 0.524 | 0.346 | 0.375 | 0.398 |
| Na/K | 1.390 | 0.750 | 0.805 | 2.214 | 0.799 | 0.801 | 1.190 |
| Or | 25.89 | 25.33 | 24.56 | 26.85 | 31.03 | 30.01 | 22.41 |
| Ab | 28.29 | 17.70 | 17.46 | 31.88 | 20.21 | 15.56 | 22.35 |
| An | 7.76 | 5.75 | 9.98 | 8.69 | 10.38 | 8.70 | 9.07 |
| Qu | 37.29 | 51.24 | 48.00 | 32.62 | 37.38 | 45.73 | 46.17 |
| n | 8 | 21 | 4 | 28 | 15 | 10 | 5 |

Т а б л и ц а 66

Средние значения некоторых параметров состава пород и флюидов в язгулемском комплексе

| Группы пород | f_0 | Na/K | H ₂ /H ₂ O | CO/CO ₂ | K _{вос} |
|---------------------------|-------|-------|----------------------------------|--------------------|------------------|
| Амфибол-биотитовые сланцы | 32.71 | 4.84 | 0.38 | 0.21 | 0.35 |
| Биотитовые сланцы | 24.50 | 11.04 | 0.17 | 0.19 | 0.14 |
| Альбититы | 31.33 | 39.34 | 0.13 | 0.28 | 0.14 |

разования и во времени относительно поздних метасоматических процессов является результатом эволюции флюида при взаимодействии его с магмой и метаморфическими породами на уровне гранитообразования, но не на более глубоком уровне генерации самого флюидного потока.

Существует целый ряд признаков взаимодействия флюида с гранитными магмами и метаморфизующимися суперкрупными породами.

Т а б л и ц а 67

Значения непараметрического критерия X для составов водных

| Группы пород | n | Табличные X | | X | | |
|------------------------------------|----|-------------|------|----------------|-----------------|---------------------------------|
| | | 95% | 99% | K ⁺ | Na ⁺ | Na ⁺ /K ⁺ |
| Na-Si метасоматиты | 5 | 2.38 | ∞ | 2.12 | 1.60 | 2.39 |
| γ_1^A | 4 | | | | | |
| Na-Si метасоматиты | 5 | 2.60 | 3.20 | 0.83 | 1.33 | 1.39 |
| γ_1^W | 5 | | | | | |
| γ_1^A | 4 | 2.38 | ∞ | 1.53 | 0.27 | 1.28 |
| γ_1^W | 5 | | | | | |
| Na-Si метасоматиты | 5 | 3.00 | 3.76 | 2.20 | 2.16 | 4.04 |
| $\gamma_1^W + \gamma_1^A$ (Музкол) | 9 | | | | | |
| $\gamma_1^A + \gamma_1^W$ (Ладога) | 9 | 4.39 | 5.58 | 1.59 | 7.07 | 2.36 |
| γ | 16 | | | | | |

дами. В процессе такого взаимодействия с расплавами растворы не только обогащаются углекислым газом, но и становятся более натриевыми (Маракушев, 1973, 1979). В процессе же реакции флюида с суперкрупными породами происходит окисление газов. Таким образом, пройдя через зону генерации гранитных магм, флюид существенно трансформируется. Отражением этого преобразования является широкое развитие перед фронтом магматического замещения существенно натриевой метасоматической гранитизации (формирование джаланских плагиогранито-гнейсов) в I зоне, где окисление еще незначительно, и Na-Si метасоматоза во II и III зонах, куда поступает окисленный флюид. Поэтому при альбитизации по мере возрастания отношения Na/K в породе K_{вос} не увеличивается, как в зоне I, а уменьшается (табл. 66).

Методом анализа водных вытяжек была определена минерализация растворов, находившихся в равновесии с гранитоидами. В табл. 63 и 67 приведены не только результаты исследования пород музкольского и язгулемского комплексов, но и гранитоидов ладожского комплекса. Обращает на себя внимание значительно более низкое содержание иона Na⁺ во флюиде Ладоги, чем лишний раз подчеркивается натриевая специализация растворов, гранитизирующих и метасоматически изменяющих метаморфические породы Центрального Памира. Одновременно фиксируются различия в анионной части: растворы

вытяжек в породах Музкола, Язгулема и Ладоги

| n | Табличные X | | X | | |
|----|-------------|------|-----------------|-------------------------------|--|
| | 95% | 99% | Cl ⁻ | HCO ₃ ⁻ | HCO ₃ ⁻ /Cl ⁻ |
| 5 | 2.38 | ∞ | 0.51 | 2.87 | 0.66 |
| 4 | | | | | |
| 5 | 2.60 | 3.20 | 1.33 | 3.31 | 1.15 |
| 5 | | | | | |
| 4 | 2.38 | ∞ | 0.96 | 0.07 | 0.83 |
| 5 | | | | | |
| 5 | 3.00 | 3.76 | 1.69 | 3.25 | 0.29 |
| 9 | | | | | |
| 9 | 3.92 | 5.05 | 1.65 | 3.81 | 1.58 |
| 12 | | | | | |

музкольского комплекса относительно обогащены HCO_3^- и обеднены Cl^- . В то же время растворы из $\gamma_1^{\text{ш}}$ и $\gamma_1^{\text{А}}$ неразличимы ни по одному из признаков, но флюиды в Na-Si метасоматитах Язгулема оказались статистически значимо более натровыми, чем в гранито-гнейсах ($\gamma_1^{\text{ш}} + \gamma_1^{\text{А}}$), что вполне понятно, если учесть намеченную по петрологическим критериям эволюцию состава флюида. В водных вытяжках Na-Si метасоматитов значимо меньше HCO_3^+ по сравнению с гранито-гнейсами. Однако по содержанию иона Cl^- они не отличаются, хотя в метасоматитах встречаются ураганно высокие его содержания (табл. 66, 67). Поэтому и отношение $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ оказалось одинаковым во всех исследованных породах.

Для того чтобы полнее расшифровать результаты исследования флюидов, обратим внимание на ту их существенную особенность, что катионы заметно преобладают над анионами. Это преобладание было бы еще большим, если бы были определены другие катионы, отмечаемые в небольших количествах в водных вытяжках, в частности Mg^{2+} и Ca^{2+} . Можно сделать предположение, что избыточные Na^+ и K^+ связаны с ионом OH^- . Тогда отношение $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/(\text{HCO}_3^- + \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-} + \text{F}^-)$ может явиться относительной мерой минимальной концентрации OH^- , т.е. щелочности. По возрастанию указанной величины исследованные группы пород располагаются в следующем порядке: $\gamma_1^{\text{ш}}$ - 1.33, γ (Ладога) - 2.19, $\gamma_1^{\text{А}}$ - 2.81, Na-Si метасоматиты Язгулема - 4.01.

Таким образом, по направлению к Na-Si метасоматитам Язгулема, располагающимися в более низкотемпературной зоне по сравнению с гранито-гнейсами обоих типов и являющимися заметно более натриевыми образованиями, повышаются активность и концентрация ионов OH^- в растворе за счет уменьшения концентрации кислотных анионов, преимущественно преобладающего HCO_3^- (табл. 63, 67).

Приведенный выше ряд щелочности флюида исследованных пород вполне согласуется со сделанными ранее выводами на основе петрохимических исследований (см. гл. 5), а также с анализом корреляционных связей между $K_{\text{вс}}$ и отношением $\frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Al}}$ (рис. 67). В то же время отношение Na (менее щелочного элемента) к K (более щелочному элементу) не определяется непосредственно величиной $[\text{OH}^-]$, так как общая натровая специализация флюида связана с внешними глубинными причинами, а кислотность-щелочность раствора меняется в процессе эволюции в большей мере, чем отношение Na/K .

Экспериментально было показано, что K/Na отношение в водном растворе, находящемся в равновесии с гранодиоритами и гранитами, уменьшается с падением температуры (Orville, 1960; Iiyama, 1966; Рябчиков, 1975). В то же время повышение концентрации Ca в системе (возрастание номера плагиоклаза) приводит к увеличению K/Na во флюиде и в расплаве. Кроме того, флюид обогащается калием при повышении кислотности. В свете этих данных отсутствие статистически значимых различий между величинами Na^+/K^+ шат-

путских и джаланских гранито-гнейсов не находит объяснения. Положение усугубляется тем, что по отдельным анализам это отношение в γ_1^W больше, чем в γ_1^A , несмотря на то что последние являются и более низкотемпературными, более основными и менее кальциевыми. Возможно, что в минералы шатпутских гранито-гнейсов, отчасти кристаллизующихся из расплава, попадают флюиды, непосредственно равновесные с магмой, а в окружении участков кристаллизации в системе, в целом неравновесной, существуют значительные локальные градиенты концентрации щелочей, что и обуславливает локальное же переобогащение флюида натрием.

Выводы

1. На прогрессивном этапе в зонах II-IV флюид характеризовался высокой фугитивностью воды и высокой же окисленностью. Наличие максимума $K_{\text{ВОС}}$ в наиболее высокотемпературных зонах свидетельствует о поступлении в систему глубинного, богатого водородом флюида, обладающего натриевой специализацией. Его окисление происходит благодаря взаимодействию с метаморфизующимися суперкристалльными породами. Поэтому $K_{\text{ВОС}}$ во время альбитизации уменьшается в отличие от процесса образования гранито-гнейсов, сопровождающегося возрастанием этой величины тем большим, чем более активным был натрий.

2. Появление расплавов в зоне гранитизации обуславливает осушение флюида благодаря селективному растворению H_2O в магме; это приводит к резкому возрастанию фугитивности CO_2 во флюиде, что определяет полное отсутствие волластонитовых парагенезисов в мраморах и гроссуляра в кальцифирах и скарнах. Уменьшение доли CO_2 во флюиде за пределами зоны ультраморфизма не меняет картины, так как при температуре 640° и менее происходит расщепление флюида, что снова определяет возрастание активности CO_2 .

3. Следствием флюидно-магматического взаимодействия является усиление натриевой специализации растворов, проходящих через зону генерации гранитных расплавов и проявление натриевой метасоматической гранитизации перед фронтом магматического замещения, а в зонах II и III - Na-Si метасоматоза. Одновременно с усилением натриевой специализации происходит снижение кислотности флюида.

4. Взаимодействие флюида с магмой, продолжающееся в процессе последовательного становления гранитоидов и отступление на глубину очагов магмогенерации, обуславливает относительное обогащение расплавов и равновесных с ними растворов калием, что нашло отражение в эволюции состава самих гранитоидов и в возрастании активности калия во время постмагматитового кислотного выщелачивания.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ, ВРЕМЕННЫЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ
ВЗАИМОСВЯЗИ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

В этой главе мы попытаемся обобщить весь фактический материал, имеющийся в нашем распоряжении, и обсудить пространственные, временные, а в конечном итоге и генетические взаимосвязи эндогенных процессов в подробно описанном эволюционном метаморфическом поясе Центрального Памира, а затем связать их с особенностями строения и эволюции двойных метаморфических поясов альпийского типа.

Корреляция эндогенных процессов
в складчатой зоне Центрального Памира

В качестве основы для корреляции эндогенных процессов принята общая шкала последовательности деформаций, обоснованная в гл. 3 и воспроизведенная в левом столбце табл. 68 (см. вкл., с. 288). Сопоставление главнейших геологических событий в пределах Поршневской термальной антиклинали и Бадахшанского массива (Юго-Западный Памир) приведено отдельно (табл. 69, см. вкл., с. 288).

Процессы деформаций, регионального метаморфизма, метасоматоза и ультраметаморфизма хорошо коррелируются в Язгулемской, Джаланской и Шатпутской термальных антиклиналях. Обращает на себя внимание прежде всего тот факт, что в их ядрах максимум метаморфической перекристаллизации, при которой возникли все минеральные ассоциации, характерные для зональности кианит-силлиманитового типа, мигматизация, формирование гранито-гнейсов γ_1^w и плагиогранито-гнейсов γ_1^A , $N\alpha$ -Si метасоматоз (формирование альбититов), основной магматизм оказываются почти одновременными и связаны с двумя первыми этапами деформации D_{1+2} . Этот вывод требует некоторых пояснений. Приуроченность максимума метаморфической перекристаллизации к D_{1+2} не означает отсутствия более ранних метаморфических явлений. Напротив, в зоне II Шатпутской термальной антиклинали в кианит-ставролитовых сланцах устанавливаются реликты минеральных ассоциаций низкого давления. Но

вопрос о времени их формирования и об их соотношении с „дометаморфическими“ покровами не решается однозначно.

Na-Si метасоматоз, приведший к образованию альбититов Музкольского и Язгулемского комплексов и синхронизирующийся с явлениями раннего гранитообразования, накладывается на граниты и гранодиориты $\gamma_{1(1)}^{\text{Я}}$, $\gamma_{1(2)}^{\text{Я}}$, внедряющиеся во время метасоматоза, возможно, разделяя его на два подэтапа. Такое заключение кажется вполне правомочным, если учесть, что среди альбититов, развитых в кристаллических сланцах, можно выделить две генерации (см. гл. 5).

Принимая во внимание некоторые непосредственные наблюдения над соотношениями мигматитов и гранито-гнейсов, можно заключить, что формированию последних в процессе гранитизации предшествовало анатектическое мигматитообразование. Но это не означает, что на этом мигматизация прекращалась. Как в ранних мигматитах, так и в гранито-гнейсах появляются многочисленные гранитные жилки, внедряющиеся в процессе последовательной консолидации гранитоидов в результате отжимания расплава в трещины отрыва. Все это происходит во время первого и второго этапов деформаций (D_1 и D_2), когда максимальное сжатие было направлено вертикально. Это определило формирование крутонаклонных трещин отрыва, в которые внедрялись гранитные расплавы. Сразу вслед за своим возникновением гранитные жилы подвергались деформациям радиального сжатия в течение D_1 , D_2 и D_3 , следствием чего и было развитие птигматитов. Те же деформации испытали жилы и более сложные тела Fe-Mg метасоматитов, явившихся продуктами переотложения выносимых при гранитизации сильных оснований.

Обращает на себя внимание тот факт, что кислотное выщелачивание в ореолах полей гранито-гнейсов проявляется до D_3 , так как выщелоченные породы сминаются в складки третьей генерации. В то же время эти процессы знаменуют собой регрессивную стадию метаморфизма, когда зоны генерации гранитных расплавов отступают на глубину, а на данный уровень поступают лишь перемещенные магмы, в связи с чем появляются тела пегматоидных гранитов $\gamma_{1(1)}^{\text{Ш}}$. Они приурочиваются к осевым поверхностям крупных изоклинальных складок F_3 , вместе с надвигами N_4 подвергаются складчатости F_5 и оказываются более поздними, чем зоны кислотного выщелачивания.

Может показаться, что отраженный в табл. 68 факт формирования крупных тел шатпутских гранитов $\gamma_2^{\text{Ш}}$ после D_5 противоречит наблюдениям над непосредственными переходами между гранито-гнейсами $\gamma_1^{\text{Ш}}$ и этими гранитами. Но на самом деле никакого противоречия здесь нет. Такие наблюдения просто свидетельствуют о том, что данные граниты зарождаются при плавлении гранито-гнейсов, а этот процесс продолжается и после кульминации метаморфизма и ультраметаморфизма, когда общее давление понижается, а величина $P_{\text{H}_2\text{O}}/P_{\text{общ}}$ существенно не меняется. В ядре Шатпутской антиклинали перемещение гранитоидных магм относительно окружающих пород в целом было незначительным. Более дальнюю

транспортировку расплавов мы вправе предполагать для щелочных гранитоидов γ_2^A , так как их становление происходит в более низкотемпературной зоне, чем γ_2^W , где температуры плавления не достигались.

Причиной деформаций D_1, D_2 и D_3 является радиальное сжатие, причем, если в течение D_1 и D_2 оно было более или менее равномерным на исследованной территории, то во время D_3 сжатие становится резко неоднородным по площади. Это приводит к возникновению горизонтально направленной пары сил и в конечном итоге — к формированию крупных лежащих изоклинальных складок F_3 и тектонических покровов N_4 . Перемещение надвигающихся пластин происходит преимущественно на север.

Степень вертикального сжатия весьма значительная — порядка 75%, что означает сокращение вертикальной протяженности деформируемого комплекса примерно в 4 раза. Учитывая то, что во время рассматриваемых деформаций осуществляется подъем исследованного метаморфического комплекса (потому-то и отступают на глубину очаги генерации гранитных магм), можно сделать вывод о значительном уменьшении глубинности процессов. Подтверждением этому является возникновение в кианитовых сланцах после завершения деформаций парагенезисов низких давлений (см. гл. 4), которые оказываются примерно синхронными с внедрением крупных массивов γ_2^W и следующих за ними пегматоидных гранитов γ_3^W .

Изучение соотношений деформации, метаморфизма и гранитообразования в Поршневской термальной антиклинали и их корреляции с соответствующими эндогенными процессами Бадахшанского массива (табл. 69) показывают, что максимум метаморфической перекристаллизации с образованием парагенезисов низких давлений (зональность андалузит-силлиманитового типа), мигматизация в ядре термальной антиклинали и формирование первых двух фаз памиро-шугнанских гранитов оказываются примерно синхронными и связаны с началом радиального сжатия.

Сопоставление последовательности эндогенных процессов во внешней (музкольский и язгулемский комплексы) и во внутренней (поршневский комплекс) частях тектонической зоны центрального Памира можно произвести лишь в предположительной форме. Выше обращалось внимание на тот факт, что дометаморфические тектонические покровы в пределах Поршневской термальной антиклинали не установлены. В то же время крупные надвиги, срезающие метаморфическую зональность андалузит-силлиманитового типа, в этом районе наблюдаются. Если они синхронны с N_0 , то неизбежен вывод о одновременном проявлении зонального метаморфизма низких и высоких давлений. Такое предположение хорошо согласуется с образованием поздних кианитовых парагенезисов в Поршневской термальной антиклинали, наличием реликтовых парагенезисов низких давлений во II зоне Шатпутской термальной антиклинали, синхронностью метаморфизма андалузитового типа с первыми фазами памиро-шугнанских гранитов, которые большинством исследователей считаются мезозойскими, а

не альпийскими (Расчленение..., 1976, и др.). Однако, несмотря на правдоподобность сделанных только что построений, необходимо подчеркнуть их гипотетичность. Постметаморфические покровы на границе зон Юго-Западного и Центрального Памира могут быть несинхронными с N_0 , а оказаться более молодыми. В этом случае метаморфические зональности разного типа окажутся разновозрастными. Но тогда необходимо признать, что памиро-шугнанские граниты имеют не мезозойский, а более молодой возраст, что, кстати, находится в соответствии с результатами изотопно-геохронологических исследований (Шанин и др., 1971).

Метаморфизм и тектонические деформации

Учитывая намеченные выше временные и пространственные соотношения между эндогенными процессами, попытаемся проанализировать связи между характером деформации исследованных комплексов пород и их региональным метаморфизмом и ультраметаморфизмом. Территория Центрального Памира на орогенной стадии развития находилась преимущественно в состоянии тангенциального сжатия, которое лишь во время проявления максимальной метаморфической перекристаллизации и сопутствующих процессов сменялось радиальным сжатием. Развитие дометаморфических шарьяжей, пространственно совпадающих с областью проявления метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии, не только обуславливало тектоническое сгущение и погружение суперкрустальных толщ на глубину, но, вероятно, приводило и к изменению геотермического режима глубинного петрогенезиса в первую очередь из-за проявления быстрых нисходящих движений (рис. 4). Подтверждением этого может служить как общий анализ данных по энсиалическим структурам различных метаморфических поясов альпийского типа (см. гл. 1), так и материалы по Центральному Памиру. Существенно, что в юго-западной его части (поршневицкий комплекс), где проявляется зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, дометаморфические или синметаморфические тектонические покровы не устанавливаются.

О величине погружения суперкрустальных толщ в период шарьяжирования можно судить лишь приближенно. Реконструкция мощности толщ, перекрывавших глубокометаморфизованные образования, по которым оценено максимальное давление в 7,5 кбар, дает максимум 11 км (Дюфур, Котов, 1977), что явно недостаточно для объяснения указанной величины давления. Можно полагать, что мощность кровли была сокращена после максимума метаморфической перекристаллизации во время деформации радиального сжатия, т.е. в момент проявления метаморфизма она была большей. Но следует иметь в виду, что и измеренная мощность покровов максимальна. При ее подсчете учтены все покровы, часть которых могли образоваться уже после достижения максимума метаморфизма. В таком случае мы должны признать возникновение сверхдавления (Дюфур, Котов,

1972, 1977), которое благодаря наличию в высокотемпературных зонах жидких фаз (флюида и расплавов) распределялось однородно в метаморфизирующемся объеме пород.

Синхронность метаморфизма андалузит-силлиманитового типа, мигматизации в наиболее высокотемпературных зонах и внедрения памиро-шугнанских гранитов, их связь с периодом радиального сжатия, как нам представляется, проливает свет на генетические связи между деформациями земной коры и процессами метаморфизма в энсиалических поясах, подобных Центрально-Памирскому. Ранее один из авторов (Цикличность..., 1978) рассмотрел различные способы теплопередачи и массообмена в земной коре в энсиалических зонах. Было показано, что конвекция в расплавленной части коры, приводящая к подъему магматических тел путем зонной плавки, возможна только на значительных глубинах, где $P_{H_2O}/P_{Общ}$ мало, а наклон линий плавления на P - T диаграммах становится отрицательным. Предельное значение $P_{H_2O}/P_{Общ}$ равно примерно 0.6-0.7, что немного превышает величину, установленную для непосредственно наблюдаемой зоны генерации гранитных магм γ_1^w . А это значит, что данному уровню соответствует смена механизма тепло- и массообмена в земной коре. Ниже происходит зонная плавка, которая может рассматриваться как основной механизм зарождения магматических очагов. Явление гранитизации и зарождение гранитных магм непосредственно прослеживаются в Язгулемской, Джаланской и Шатпутской термальных антиклиналях, а также в Поршневской структуре и на Юго-Западном Памире. Появление очагов гранитных магм на глубине обуславливало возникновение гравитационно неустойчивого состояния, явление плотностной инверсии и подъем расплавленных масс, чему, вероятно, способствовало и их выжимание в результате снижения сопротивления тангенциальному сжатию. Следствием этого было локальное повышение плотности теплового потока, а также радиальное сжатие и раздавливание расположенных выше толщ. В этом смысле метаморфизм кианит-силлиманитового типа по своему происхождению принципиально не отличается от андалузит-силлиманитового, но развивается он в структурах более глубоко погруженных, где начальный вертикальный градиент температуры был более низким, а также, вероятно, более сильно сжатых.

Деформации радиального сжатия в областях мигматизации и гранитизации - явление широко распространенное (Миллер, 1973; Цикличность..., 1978; Земная кора..., 1978, и др.). Поэтому сделанный здесь вывод о его природе, как нам кажется, может иметь общее значение. Появление поздних структур радиального сжатия D_7 можно объяснить внедрением гранитоидов второй генерации γ_2^w и γ_2^d . Постметаморфические деформации приводили к некоторому искажению первоначального положения изотермических поверхностей. Особенно большую роль в этом процессе играло образование складок шестой генерации, которые в основном завершили формирование термальной структуры Центрально-Памирского метаморфического пояса в современном ее виде.

Выполненная на основании структурного анализа корреляция эндогенных процессов однозначно свидетельствует о том, что метаморфизм и ультраметаморфизм протекают сопряженно. В исследованном метаморфическом поясе установлена вертикальная зональность этих процессов. В каждый момент времени существовали: 1) наиболее высокотемпературная зона селективного плавления и магматического замещения на глубине; 2) зона метасоматического замещения с образованием плагиогранито-гнейсов (γ_1^A) перед фронтом магматического замещения; 3) относительно низкотемпературные зоны, где проявлены разнообразные метасоматические процессы, в том числе и Na-Si метасоматоз (альбитизация и скаполитизация). Увеличение плотности теплового потока в основании этой колонны и подъем геоизотерм, как можно предполагать, происходят благодаря тепловой конвекции в расплавленной зоне ниже фронта магматического замещения.

Благодаря тому что магматическое замещение в исследованном метаморфическом поясе захватывает погруженные на ранних стадиях деформации (при образовании дометаморфически покровов) су-перкрустальные, прогрессивно метаморфизирующиеся толщи, осуществляется интенсивный отток тепла на эндотермические реакции дегидратации и декарбонатизации. Последнее обуславливает возникновение значительных градиентов температуры перед фронтом магматического замещения, что и находит отражение в формировании метаморфической зональности.

Весь имеющийся в нашем распоряжении фактический материал однозначно свидетельствует о том, что региональный метаморфизм и ультраметаморфизм проявлялись под действием восходящего флюидного потока (сквозьмагматические растворы, по Коржинскому). Вся система в целом находилась достаточно длительное время в стационарном состоянии. Если бы этого не было, мы не смогли бы наблюдать все рассмотренные выше результаты флюидно-магматического взаимодействия.

Действительно, существование зоны плавления на глубине вызывает осушение флюида и обогащение его CO_2 благодаря селективному растворению воды в гранитной магме. Во время последовательной консолидации гранитоидных комплексов поздние их дифференциаты не обогащаются водой. Другим следствием флюидно-магматического взаимодействия являются перераспределение щелочей между минералообразующими средами, увеличение натриевой специализации флюида и относительное обогащение расплава калием. Флюидный поток выносил натрий из зоны генерации гранитных магм, с чем и связаны возникновение метасоматических плагиогранито-гнейсов перед фронтом магматического замещения и Na-Si метасоматоз во II и III зонах регионального метаморфизма.

Той же вертикальной зональности подчиняется и изменение щелочности среды минералообразования, которая, судя по условной ве-

Т а б л и ц а 70

Величины основности автохтонных образований

| Группа пород | OH ⁻ | K+Na+Ca+Mg | K + Na | K + Na |
|-------------------------------------|-----------------|------------|--------|--------|
| | | Al+Si | | Al+Si |
| Гранито-гнейсы γ_1^W | 1.33 | 0.161 | 0.204 | 0.136 |
| Плагито-гранито-гнейсы γ_1^A | 2.81 | 0.187 | 0.204 | 0.139 |
| Na-Si метасоматиты (альбититы) | 4.01 | 0.187 | 0.218 | 0.147 |
| Гранит γ_2^W | - | 0.179 | 0.233 | 0.156 |
| Пегматоидные граниты γ_3^W | - | 0.199 | 0.238 | 0.161 |
| Щелочные граниты $\gamma_{2(3)}^A$ | - | 0.172 | 0.240 | 0.164 |
| Сиениты ϵ | - | 0.271 | 0.274 | 0.212 |

личине концентрации ионов OH⁻, закономерно возрастает в ряду автохтонных образований: $\gamma_1^W \rightarrow \gamma_1^A \rightarrow$ Na-Si метасоматиты (альбититы). Как отмечалось выше (гл. 5), по различным индексам щелочности ($\frac{Na}{Al-K}$, $\frac{Na+K}{Al}$, $(Na+K)'$, K_{Al}^{bt} и др.) и по минеральным парагенезисам γ_1^A оказываются менее щелочными образованиями, чем γ_1^W , что как будто бы противоречит результатам исследования флюида. Попробуем разобраться в этом противоречии.

Увеличение pH растворов, согласно принципу Д.С. Коржинского, (1963), должно вызывать относительное увеличение активности сильных оснований, и как следствие этого их осаждение в процессе аллохимических превращений и увеличение основности пород. В качестве показателя основности пород было выбрано отношение суммы атомных количеств K, Na, Ca, Mg к сумме Al+Si. Железо не принималось в расчет, так как его разделение на окисное и закисное при химическом анализе производится неточно. Из табл. 70 видно, что от γ_1^W к γ_1^A величина OH⁻ и основность пород возрастают. Между тем последняя величина для плагитогранито-гнейсов и Na-Si метасоматитов оказалась одинаковой (в последних немного снижается общая основность, но повышается доля щелочей в сумме сильных оснований), несмотря на существенные различия условной щелочности. Но, как отмечалось в гл. 6, увеличение дефицита анионов в альбититах происходит за счет значимого снижения концентрации HCO₃⁻, т.е. относительно слабой кислоты. Поэтому истинные величины pH растворов в сравниваемых группах пород могут оказаться близкими.

На основании сказанного можно предположить, что по направлению к низкотемпературным зонам увеличивается не только натриевость флюида, но и концентрация хлоридов по сравнению с бикарбонатами, сульфатами и другими солями. Хлоридно-натриевая специализация растворов удовлетворительно объясняет широкое проявление скаполитизации в III и частично II зонах регионального метаморфизма.

Таким образом, возникновение конформных метаморфической, метасоматической и ультраметаморфической зональностей в Центрально-Памирском поясе объясняется причинно-следственной связью между явлениями плавления на глубине, подъемом возникающих гранитоидных магм, изменением плотности теплового потока и возникновением градиента температуры. Все рассмотренные здесь явления так или иначе связаны с существованием достаточно длительного времени стационарного потока флюидов, высокие содержания водорода в которых и коррелируемая с $K_{\text{вос}}$ высокая его натриевость свидетельствуют об ювенильном происхождении растворов.

Процессы раннещелочной стадии, к которым относится Na-Si метасоматоз и образование магнезиальных скарнов, сменяются непосредственно после консолидации гранито-гнейсов стадией кислотного выщелачивания, широко проявленного во II и I зонах регионального метаморфизма. Эти процессы проявляются еще в условиях высоких давлений, о чем свидетельствует появление кварц-кианитовых пород. Действительно, выщелоченные породы сминаются в складки третьей генерации (табл. 68), а значит, кислотный метасоматоз проявлен до наиболее существенного воздымания метаморфического пояса. Относительное увеличение активности калия в растворах закономерно, так как эти растворы являются постмагматическими в том смысле, что они отделяются от кристаллизующего расплава, обогащенного этим элементом.

В процессе последовательной консолидации гранитоидов в шатпутской серии основность пород возрастает (табл. 70), что отмечалось ранее при рассмотрении их петрохимических особенностей (гл. 5). Одновременное возрастание их щелочности $\left(\frac{K+Na}{Al+gt}\right)$ лишь раз подтверждает справедливость такого заключения. Усиление магматического фактора дифференциации вещества при переходе от гранито-гнейсов к гранитам может указывать на то, что родоначальные магмы последних по своей природе близки к диатектическим. В то же время гранитоиды γ_2^A оказываются немного более кислыми, чем плагиогранито-гнейсы, но обогащенными по сравнению с последними щелочами (табл. 70). Ближе всего по составу к плагиогранито-гнейсам находятся ранние граниты $\gamma_2^A(1)$ группы щелочных гранитоидов. Они-то, по-видимому, и были продуктами непосредственного плавления плагиогранито-гнейсов. Остальные же дифференциаты являются продуктами взаимодействия родоначальных магм с существенно натриевым ювенильным флюидом.

Универсальной тенденцией в эволюции гранитоидов является носительное обогащение калием поздних дифференциатов, что прослеживается как в джаланских, так и в шатпутских породах.

Восходящий флюидальный поток хотя и существовал везде в исследованном метаморфическом поясе, но все же не был однородным по площади. Можно предполагать более интенсивное поступление ювенильных растворов в Джаланскую термальную антиклиналь, где и восстановленность флюида заметно бóльшая, чем в Шатпутской структуре, и натриевая его специализация проявлена более отчетливо. Следствием этого была специфика джаланских щелочных гранитоидов, которые, возникая на большей глубине по сравнению с γ_2^w , если судить по дальности транспортировки магм, отличаются от γ_2^w более высокой натриевостью и несут в себе следы более интенсивного флюидно-магматического взаимодействия, обогащаясь щелочами так же, как и γ_2^w , но при заметно меньшей основности.

Связь между энсиалическими и энсиматическими зонами сдвоенных метаморфических поясов альпийского типа

В общем виде связи между энсиалическими и энсиматическими зонами сдвоенных метаморфических поясов альпийского типа были рассмотрены в гл. 1, а еще ранее – в работах целого ряда исследователей (сводка и библиография в работе Цикличность..., 1978). Само существование таких парных структур лучше всего объясняется с позиции концепций тектоники плит, а точнее той ее части, которая касается взаимодействия сближающихся литосферных плит, – океанической и континентальной.

Отражением общего тангенциального сжатия литосферы и субдукции на границе плит является формирование покровов в энсиалических зонах вообще и Центрально-Памирском поясе в частности. Наиболее вероятны такие крупные деформации земной коры в тех складчатых областях, развитие которых завершилось полным или почти полным закрытием океанического бассейна и столкновением двух континентальных плит. Поэтому проявление шарьяжирования именно в Альпийско-Гималайской складчатой системе кажется вполне понятным.

Дометаморфические и синметаморфические тектонические движения энсиалических зон Альпийско-Гималайской складчатой системы обусловили специфику геотермического режима глубинного петрогенезиса и как следствие этого – проявление регионального метаморфизма не андалузит-силлиманитового, а более низкоградиентного кианит-силлиманитового типа.

Существование смежной энсиматической эвгеосинклинальной, или офиолитовой, зоны, влияние которой зафиксировано в процессах шарьяжирования, развитых в пределах тектонической зоны Центрального Памира, обуславливает общее возрастание плотности теплового

потока в энсиалической зоне (см. гл. 1, рис. 4; Цикличность..., 1978). Агентами теплопередачи являлись магмы известково-щелочной серии, генерированные в процессе переработки океанической коры (см. гл. 1).

Увеличение плотности теплового потока в нижних частях коры энсиалической зоны обуславливает возникновение очагов плавления пород гранитоидного состава и дальнейшее развитие зонной плавки, которая, как было показано выше, является одним из самых вероятных механизмов фракционирования и подъема магматических тел ниже уровня гранитизации. Этой же причиной обусловлено и включение другого механизма тепло- и массообмена в земной коре – плотностной инверсии.

Существование сложной энсиматической зоны объясняет еще одну ведущую особенность энсиалических структур сдвоенных поясов альпийского типа – существенно натриевую специализацию автохтонных гранитоидов и различных метасоматитов ранних стадий преобразований пород. Как отмечалось в гл. 1, низкоградиентные режимы глубинного петрогенезиса, отчетливо фиксирующиеся на уровне проявления регионального метаморфизма, сохраняются на глубинах генерации основных магм, которые в связи с этим приобретают натриевую специализацию. Еще более натриевыми становятся взаимодействующие с этими магмами флюиды, которые, поднимаясь из мантии в верхние части энсиалических зон, и создают ювенильный поток растворов, рассмотренный нами в связи с анализом эндогенных процессов в тектонической зоне Центрального Памира.

Выводы

1. Результатом проведенных исследований является корреляция эндогенных процессов (регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и магматизма) на всей территории тектонической зоны Центрального Памира на основе составленной авторами шкалы последовательности деформаций суперкрустальных толщ.

2. Установлено, что максимум метаморфической перекристаллизации, ранние аллохимические превращения метаморфических пород, явления метасоматической гранитизации и магматического замещения одновременны друг с другом и синхронны ранним деформациям радиального сжатия, непосредственно накладывающимся на дометаморфические тектонические покровы.

3. Данные о соотношениях деформации с явлениями гранитизации приводят к заключению, что радиальное сжатие обусловлено инверсией плотностей в гравитационно неустойчивой системе, в нижней части которой произошло разуплотнение вследствие изменения состава толщ при гранитизации и частичного или полного плавления гранитоидных пород.

4. Деформации, проявляющиеся после максимума метаморфической перекристаллизации, искажали первоначальное положение изотерми-

ческих поверхностей, что привело в конечном итоге к формированию термальной структуры в современном ее виде.

5. Свойственный энсиалическим зонам сдвоенных метаморфических поясов альпийского типа геотермический режим глубинного петрогенезиса был, по-видимому, обусловлен, с одной стороны, увеличением теплового потока в низах коры благодаря подъему известково-щелочных магм над зоной субдукции, а с другой – тенденциями к быстрым нисходящим движениям в процессе деформаций тангенциального сжатия. Значительная роль последних обуславливает проявление метаморфизма не андалузит-силлиманитового, а главным образом кианит-силлиманитового типа.

6. Явления регионального метаморфизма, метасоматоза и ультраметаморфизма проявляются в тесной генетической взаимосвязи друг с другом и формируют единую вертикальную зональность, по которой закономерно распределены не только термодинамические параметры эндогенных процессов, но и такие величины, как степень восстановления флюида, величины фугивности H_2O , CO_2 , H_2 и CO , величина рН растворов, связанная с нею основность гранитоидов и метасоматитов, щелочнометальность флюида и пород, отношение Na/K и другие геохимические параметры процессов. Значительная роль в проявлении таких тесных взаимосвязей эндогенных процессов принадлежит потоку ювенильных, существенно натриевых, богатых водородом флюидов, реальность которого доказывается приводимыми в работе материалами.

7. Можно выделить следующие основные черты тектоники и эндогенных процессов, которые приобретают энсиалические зоны благодаря существованию смежных энсиматических зон: а) формирование дометаморфических шарьяжей и, как следствие этого, проявление метаморфизма кианит-силлиманитового типа; б) повышение теплопотока в основании земной коры и формирование в конечном итоге метаморфической зональности; в) существенно натриевая специализация поднимающихся с глубин флюидов, а значит, и метасоматитов и ультраметаморфогенных гранитоидов.

- Абрамович И.И., Груза В.В. Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Л., 1972. 238 с.
- Агеева Л.И. Докембрийские габброиды Музкол-Ранкульского антиклинория на Памире и радиологическое обоснование их возраста. - Автореф. канд. дисс., Новосибирск, 1976, 24 с.
- Афиногенова Л.Н. Металлогения Юго-Восточного и Центрального Памира. - Сов. геология, 1968, № 11, с. 19-36.
- Афолина Г.Г., Шмакин Б.М. О тормозящем влиянии ионов на процесс упорядочения калиевого полевого шпата. - ДАН СССР, 1970, т. 195, № 4, с. 929-931.
- Афолина Г.Г., Шмакин Б.М., Макагон В.М. Экспрессный метод определения упорядоченности моноклинных и триклинных полевых шпатов. - ДАН СССР, 1976, т. 231, № 2, с. 449-452.
- Бархатов Б.П. Геология Язгулем-Рушанского района (Западный Памир). - Вест. ЛГУ, 1949, № 2, с. 106-109.
- Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Л., 1963, 242 с.
- Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийского складчатого пояса в палеозое (Балканский полуостров-Иранское нагорье-Памир). - Геотектоника, 1967, № 3, с. 19-31.
- Беус А.А., Ойзерман М.Г. О корреляционной связи между петрогенными элементами в гранитоидах. - Всес. зап. политех. института, серия геология, геохимия и геофизика. М., 1972, вып. 74, с. 43-51.
- Буданов В.И. Основные черты истории развития метаморфизма Памира. - В кн.: Материалы по геологии Памира. Вып. 11. Душанбе, 1964, с. 174-194.
- Буданов В.И., Месхи А.М. Магматизм и некоторые металлогенические особенности Памира. - В кн.: Теоретические проблемы вулканоплутонических формаций и их рудоносность. М., 1969, с. 209-213.
- Бурков Ю.К., Дюфур М.С. Применение геохимических критериев для решения вопроса об исходном составе и возрасте пород музкольского метаморфического комплекса (Центральный Памир). - ДАН СССР, 1973, т. 212, № 3, с. 683-686.
- Вандер Варден Б.Л. Математическая статистика. М., 1960. 434 с.
- Винклер Х. Генезис метаморфических пород. М., 1969. 244 с.

- Володин П.К., Дмитриев Э.А., Минаев В.Е. Схема развития плутонических процессов в восточной части Центрального Памира. - ДАН Тадж. ССР, 1974, т. 17, № 1, с. 47-50.
- Галибин В.А., Байкова Э.С., Седова И.С. Структурное состояние и состав полевых шпатов пород гранулитовой и амфиболитовой фаций. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 1, с. 681-684.
- Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1973. 127 с.
- Глебовицкий В.А. Схема минеральных фаций и термодинамический режим метаморфизма. - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976, с. 105-119.
- Глебовицкий В.А. Минеральные фации как критерий оценки Р-Т параметров метаморфизма. - В кн.: Термо- и барометрия метаморфических пород. Л., 1977, с. 5-39.
- Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Кислотное выщелачивание и железо-магнезиальный метасоматоз в метаморфических комплексах Балтийского щита. - В кн.: Процессы глубинного петрогенезиса и метасоматоза в докембрии СССР. Л., 1978, с. 175-230.
- Глебовицкий В.А., Другова Г.М. Границы фаций и субфаций пород, бедных СаО, по данным гранат-биотитовой термо- и барометрии. - В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М., 1979.
- Глебовицкий В.А., Косой А.Л., Нагайцев Ю.В. Определение температуры и давления по составам минералов в парагенезисе биотит-гранат-кордиерит. - ДАН СССР, 1972, т. 204, № 4, с. 948-951.
- Глебовицкий В.А., Московченко Н.И., Прияткина Л.А. Метаморфизм докембрия и тектоника плит. - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., Наука, 1976, с. 22-30.
- Гогель Ж. Основы тектоники. М., 1969. 440 с.
- Гордиенко В.В., Каменцев И.Е. Влияние катионов рубидия и цезия на процессы упорядочения структуры калиевого полевого шпата. - В кн.: Минералогия и геохимия. Вып. 2. Л., 1967, с. 52-70.
- Грин Д., Рингвуд А. Происхождение базальтовых магм. - В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 132-227.
- Громин В.И. Основные задачи изучения геологическими методами деформации горных пород. - Геол. и геофиз., 1975, № 10, с. 53-59.
- Гусев И.А. О границе палеогеновых и неогеновых отложений в бассейнах рек Западный и Восточный Пшарт (Восточный Памир). - ДАН Тадж. ССР, 1972, т. XV, № 9, с. 51-53.
- Гусев И.А., Дронов В.И., Пенькова А.М. Новые данные о красноцветных отложениях долин рек Аксу, Восточный и Западный Пшарты (Восточный Памир). - ДАН Тадж. ССР, 1972, т. XV, № 7, с. 45-48.
- Гусев И.А. Новые данные о возрасте чечиктинских конгломератов. - ДАН Тадж. ССР, 1973, т. XVI, № 7, с. 53-55.
- Гусев И.А., Пашков Б.Р. Силурийские и девонские отложения покровных структур восточной части Центрального Памира. - ДАН Тадж. ССР, 1971, т. XIY, № 10, с. 41-44.
- Давыденко А.Г. Метаморфическая зональность и петрологические взаимоотношения ваханской серии и рушанского комплекса. - ДАН СССР, 1966, т. 168, № 6, с. 1370-1374.

- Д е н и к а е в Ш.Ш. К тектонике верховьев рек Бартанг и Язгулем. - В кн.: Тектоника Юго-Востока Средней Азии. Душанбе, 1972а, с. 95-102.
- Д е н и к а е в Ш.Ш. К тектонике области стыка Юго-Западного и Юго-Восточного Памира. - В кн.: Тектоника Юго-Востока Средней Азии. Душанбе, 1972б, с. 103-112.
- Д м и т р и е в Э.А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе, 1976. 172 с.
- Д м и т р и е в Э.А., М и н а е в В.С. Схема магматизма восточной части зоны Центрального Памира. - ДАН Тадж. СССР, 1972, т. ХУ, № 2, с. 47-50.
- Д о б р е ц о в Н.Л. Глаукофанланцевые и эклогит-глаукофанланцевые комплексы СССР. Новосибирск, 1974. 430 с.
- Д о б р е ц о в Н.Л., К е й л ь м а н Г.А., М и н к и н Л.М., М о л д а в а н ц е в Ю.Е. Метаморфические комплексы и пояса Урала. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с.222-227.
- Д о л г о в Ю.А. Включения в минералах метаморфических пород как показатель условий метаморфизма. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. II. М., 1970, с. 272-281.
- Д р о н о в В.И. О трансгрессивном залегании известняков верхнего мела в пределах Центрального Памира. - ДАН Тадж. ССР, 1962, т. У, № 2, с. 30-32.
- Д р о н о в В.И. Бартангский комплекс. - Сов. геология, 1963а, № 3, с. 142-147.
- Д р о н о в В.И. Рушанский комплекс. - В кн.: Материалы по геологии Памира. Вып. I, Душанбе, 1963б, с. 38-52.
- Д р о н о в В.И. О южной границе Центрального Памира. - В кн.: Материалы по геологии Памира. Душанбе, 1964. Вып. II, с. 133-137.
- Д р о н о в В.И. О южной границе распространения толщ Рушанско-Пшартского комплекса. - ДАН Тадж. ССР, 1965, т. УIII, № 2, с. 24-26.
- Д о ф у р М.С. О границе структур Куэнь-Луна и Каракорума на Памире (о главной тектонической линии Памира). - В кн.: Геология Средней Азии. Л., 1961, с. 135-143.
- Д ю ф у р М.С. Геологическое развитие Центрального Памира. - Вестн. ЛГУ, 1962, № 6, с. 24-35.
- Д ю ф у р М.С. О возрасте метаморфических образований в складчатых областях. - В кн.: Материалы по геологии Памира. Вып. 2, Душанбе, 1964, с. 214-243.
- Д ю ф у р М.С. Происхождение и возраст метаморфических образований в складчатых областях. - В кн.: Орогенические пояса. Доклады сов. геол. XXIII сессии Межд. геол. конгр. М., 1968, с. 40-47.
- Д ю ф у р М.С. Основные черты тектоники Центрального Памира. - Геотектоника, 1972, № 3, с. 75-86.
- Д ю ф у р М.С. О возрасте музкольского метаморфического комплекса на Восточном Памире и о взаимоотношении этого комплекса с окружающими породами. - Вестн. ЛГУ, 1974, № 12, с. 48-57.
- Д ю ф у р М.С., К о т о в Н.В. Термодинамические условия проявления процессов метаморфизма и метасоматизма в породах восточной части Центрального Памира. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 10, с. 50-65.
- Д ю ф у р М.С., П о п о в а В.А. Процессы регионального метасоматоза в музкольском метаморфическом комплексе на Центральном Памире. - Вестн. ЛГУ, 1975, № 12, с. 14-20.

- Д ю ф у р М.С., П о п о в а В.А., К р и в е ц Т.Н. Альпийский метаморфический комплекс восточной части Центрального Памира. Л., 1970. 128 с.
- Д ю ф у р М.С., П о п о в а В.А., П а в л е н к о В.С. Зональность метаморфических, метасоматических и палингенных пород восточной части Центрального Памира. - ДАН СССР, 1968, т. 181, № 1, с. 196-199.
- Д ю ф у р М.С., Р у ж е н ц е в С.В., Ш в о л ь м а н В.А. О границе между зонами Северного и Центрального Памира. - Геотектоника, 1965, № 6, с. 69-78.
- Д ю ф у р М.С., С е д о в а И.С. Об эволюции РТ параметров при становлении метаморфической зональности музкольского комплекса (Центральный Памир) по данным изучения включений минералообразующих сред. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10, с. 49-58.
- Д ю ф у р М.С., Ш в о л ь м а н В.А. К геологии бассейна р. Западный Пшарт (Центральный Памир). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 3, с. 114-122.
- З е м н а я кора восточной части Балтийского шита. Л., 1978. 320 с. Авт.: Кратц К.О., Глебовицкий В.А., Былинский Р.В., Дук В.Л., Литвиненко И.В., Шарков Е.В., Поротова Г.А., Анкудинов С.А., Платоенкова Л.Н., Кокорин Л.К., Лазарев Ю.И., Платунова А.П., Кошечкин Б.И., Лукашев А.Д., Стрелков С.А.
- Й о д е р Г.С., Т и л л и К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., 1965. 248 с.
- К а м е н ц е в И.Е., Б л ю м ш т е й н Э.И. Рентгеновское определение состава и $Al-Si$ упорядочения плагиоклазов. - В кн.: Кристаллохимия и структура минералов. Л., 1974, с. 94-100.
- К а м е н ц е в И.Е., Л а з а р е н к о в В.Г. Рентгеновское и оптическое исследование калинатровых полевых шпатов фельдшпатоидных сиенитов массива Лос. - В кн.: Физика минералов и проблемы типоморфизма. Матер. Всес. конф. 1975, Л., 1976, с. 65-75.
- К а м е н ц е в И.Е., С м е т а н н и к о в а О.Г. Влияние химического состава и $Al-Si$ упорядоченности на параметры элементарной ячейки полевых шпатов. - В кн.: Кристаллография и кристаллохимия. Вып. 2, Л., с. 12-22.
- К а р а п е т о в С.С. О главной тектонической линии Памира. - В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., 1964, с. 37-41.
- К а р а п е т о в С.С., С о н и н И.И., Х а и н В.Е. О некоторых важнейших особенностях строения и развития Афгано-Памирского сегмента Альпийского складчатого пояса Евразии. - Вестн. МГУ, 1975, № 3, с. 38-46.
- К о р ж и н с к и й Д.С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановленным потенциалом при эндогенном рудообразовании. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 3, с. 54-62.
- К о р ж и н с к и й Д.С. Общие закономерности постмагматических процессов. - В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., 1966, с. 7-14.
- К о р ж и н с к и й Д.С. Взаимодействие магм с трансмагматическими флюидами. - Зап. Всес. Минер. общ., 1977, вып. 2, ч. CVI, с. 173-178.
- К о р и к о в с к и й С.П. Фации и субфации регионального метаморфизма в бедных CaO породах. - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976, с. 127-139.

- К р а в ц о в а Е.И. Системы $Ab-An-Or (H_2O)$ и $Ab-An-Or (H_2O)$ при P_{H_2O} от 0 до 10 кбар. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 3, с. 5-24.
- К р а в ц о в а Е.И. Петрохимические признаки условий гранитообразования. - Тезисы докл. IV семинара по геохимии магматических пород. М., 1978, с. 79.
- К у х т и к о в М.М. Тектоническая зональность и проблема Срединного массива Юго-Западного Памира. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 4, с. 80-88.
- К у ш л и н Б.К. О возрасте Рушанско-Пшартского комплекса. - В кн.: Материалы по геологии Памира. Вып. II, Душанбе, 1964, с. 78-83.
- Л е б е д е в В.И. Энергетические и размерные закономерности изоморфизма в минералах. - В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., 1967, с. 44-60.
- Л е в е н Э.Я. О возрасте метаморфических толщ Центрального Памира. - В кн.: Материалы по геологии Памира. Вып. I. Душанбе, 1963, с. 89-123.
- Л е в е н Э.Я. О зорташкольском покрове и природе Акбайтальской зоны разломов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 3, с. 101-104.
- Л и к Б.Э. Соотношение между составом известковых амфиболов и степенью метаморфизма. - В кн.: Природа метаморфизма. М., 1967, с. 311-330.
- Л у ч и ц к и й И.В., Г р о м и н В.И., У ш а к о в Г.Д. Сравнительные данные по деформации кварца, обсидиана, оливинита, серпентинита и мрамора. - Геология и геофизика, 1963, № 12, с. 35-47.
- Л у ч и ц к и й И.В., Г р о м и н В.И., У ш а к о в Г.Д. Совместная деформация глинистых и карбонатных пород в экспериментальной обстановке и в природе. - Геология и геофизика, 1964, № 7, с. 78-83.
- М а й с е н Б., Б е т т ч е р А. Плавление водосодержащих мантий. М., 1979. 122 с.
- М а р а к у ш е в А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., 1965. 322 с.
- М а р а к у ш е в А.А. Петрология метаморфических горных пород. М., 1973. 327 с.
- М а р а к у ш е в А.А. Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты). М., 1979. 264 с.
- М а р а к у ш е в А.А., М и ш к и н М.А., Т а р а р и н И.А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., 1971. 134 с.
- М а р а к у ш е в А.А., Т а р а р и н И.А. О минералогических критериях щелочности. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3, с. 20-37.
- М е л ь н и к Ю.П. Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса. Киев, 1978. 152 с.
- М е н е р т К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., 1971. 328 с.
- М е т а м о р ф и ч е с к и е пояса СССР. (Объяснительная записка к карте м-ба 1:5000000). Л., 1975. 62 с.
- М е с х и А.М. Магматические комплексы зоны Юго-Восточного Памира. - В кн.: Материалы по геологии Памира. Вып. II, Душанбе, 1964, с. 195-213.

- М и л л е р Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. - Геотектоника, 1973, № 5, с. 83-93.
- М и л л е р Ю.В. Основные принципы определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм. - Геотектоника, 1976, № 6, с. 99-108.
- М и л л е р Ю.В. Закономерности развития деформационных циклов. - В кн.: Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л., 1977, с. 121-137.
- М и л л е р Ю.В., М и л ь к е в и ч Р.И. О структурных преобразованиях, сопряженных с надолженным зональным метаморфизмом. - Геотектоника, 1975, № 6, с. 91-100.
- М у р а т о в М.В. Стрoение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. - Геотектоника, 1969, № 2, с. 3-21.
- М у р и н а Г.А., Х о р е в а Б.Я., Ш и г о л е в Н.Д. Становление и активизация метаморфических серий Юго-Западного Памира по геолого-петрологическим и радиологическим данным. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 8, с. 9-18.
- Н г у й Т.Н., С е д о в а И.С., К а м е н ц е в И.Е. Структурное состояние плагноклазов гранитоидов и метаморфических пород в связи с условиями их образования. - Зап. Всес. минер. об-ва, 1979, вып. 3.
- Н е е л о в А.Н. Химическая классификация осадочных пород для изучения метаморфических комплексов докембрия. - В кн.: Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты. Т. П, 1977, с. 96-104.
- Н е е л о в А.Н., М и л ь к е в и ч Р.И. Петрохимия метаморфических комплексов юга Восточной Сибири. Л., 1979. 313 с.
- О б у э н Ж. Геосинклинали. М., 1967. 300 с.
- П а в л е н к о В.С., П о п о в а В.А. Минеральные фации в щелочных гранитах Джаланджского массива (Восточный Памир). - Сов. геол., 1970, № 8, с. 25-49.
- П а т а л а х а Е.И. Влияние динамометаморфизма на морфологию складчатой структуры (на основе геологических и экспериментальных данных). - Геотектоника, 1969, № 2, с. 52-65.
- П а т а л а х а Е.И., С м и р н о в А.В., П о л я к о в А.И. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). Алма-Ата. 1974. 208 с.
- П а ф ф е н г о л ь ц К.Н., Ш а б а л к и н М.И. Ледник Федченко и р. Танымас (геологический очерк). Труды Тадж.-Пам. эксп. АН СССР, 1936, вып. 46, с. 51-149.
- П а ш к о в Б.Р. О древнепалеозойских отложениях Центрального Памира. - Изв. вузов, геология и разведка, 1962, № 7, с. 22-29.
- П а ш к о в Б.Р. Стратиграфия, метаморфизм и некоторые черты тектоники музкольского комплекса метаморфических пород. - В кн.: Материалы по геологии Памира. Вып. II. Душанбе, 1964, с. 4-37.
- П а ш к о в Б.Р. Основные особенности строения массивов древних метаморфических пород Афгано-Памирской области. - Геотектоника, 1975, № 5, с. 81-96.
- П а ш к о в Б.Р., К у ш л и н Б.К., Г у с е в И.А. О новом типе отложений девона в Центральном Памире. - ДАН Тадж. ССР, 1974, т. 17, № 4, с. 50-54.
- П е р ф и л ь е в Ю.С., М о р а л ь е в В.М. Массивы древних кристаллических пород Индо-Памирской области. - Геотектоника, 1971, № 4, с. 31-39.

- П е р ч у к Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., 1970. 391 с.
- П е р ч у к Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М., 1973. 318 с.
- П е р ч у к Л. Л., А л е к с а н д р о в А. Л. Расчет изобарических диаграмм для двуполовошпатового равновесия. - В кн.: Современные методики петрологических исследований. М., 1976, с. 5-10.
- П е р ч у к Л. Л., Ф е д ь к и н В. В. К проблеме кислотности-основности и химической связи в минералах. - В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Л., 1972, с. 59-78.
- П е т р о л о г и я и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая. Под ред. Р. Б. Баратова, Душанбе, 1978. 344 с.
- П и з н ю р А. В. Основы термобарогеохимии. Ч. I и II. Львов, 1973, 84 с. и 106 с.
- П о п о в а В. А. Метаморфическая и метасоматическая зональность в карбонатных породах восточной части Центрального Памира. - Вестн. ЛГУ, 1972, № 2, с. 44-51.
- П о п о в а В. А. Метаморфическая зональность в высокоглиноземистых метапелитах музкольского комплекса на Центральном Памире. - Вестн. ЛГУ, 1973, № 18, с. 39-48.
- П о х в и с н е в а Е. А. Строение памиро-шуганской интрузии и механизм ее формирования. - В кн.: Геологический контроль эндогенной редкометальной металлогении. Вып. 3. М., 1973, с. 3-52.
- П о х в и с н е в а Е. А. Геология Памира в свете новых данных. - Бюлл. МОИП, 1976, т. 81, № 4, с. 8-25.
- П у ч к о в В. Н. Краевые батинальные комплексы Урала и их аналоги. - Автореф. докт. дис. М., 1978. 52 с.
- Р а м б е р г Г. Экспериментальное и теоретическое изучение птигматитовых складок. - В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. I. М., 1961, с. 579-606.
- Р а н е д о к е м б р и й с к и е гранитоидные формации. Л., 1975, 292 с.
- Р а с с л е н е н и е стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе, 1976. 268 с.
- Р и н г в у д А., Г р и н Д. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы. - В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 78-117.
- Р у ж е н ц е в С. В. Музкольский метаморфический комплекс. - В кн.: Материалы геологии Памира. Вып. II. Душанбе, 1964, с. 112-132.
- Р у ж е н ц е в С. В. Тектонические покровы Музкольского хребта (Центральный Памир). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3, с. 81-94.
- Р у ж е н ц е в С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. - Труды ГИН АН СССР, 1968, вып. 192, М. 204 с.
- Р у ж е н ц е в С. В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. - Труды ГИН АН СССР, 1971, вып. 223, М. 136 с.
- Р я б ч и к о в И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., 1975, 233 с.
- С а т т о н Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм. - В кн.: Природа метаморфизма. М., 1967, с. 24-48.

- С е д о в а И.С. Минералы ультраметаморфогенных гранитоидов. - В кн.: Эволюция вещества при ультраметаморфизме. Л., 1972, с. 117-132.
- С е д о в а И.С. Термодинамические условия формирования некоторых метаморфических образований по данным изучения минералообразующих сред. - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976, с. 182-191.
- С е д о в а И.С. Определение РТ параметров метаморфизма по данным изучения включений минералообразующих сред. - В кн.: Термо- и барометрия метаморфических пород. Л., 1977, с. 138-173.
- С е д о в а И.С. Термодинамический режим формирования ультраметаморфогенных гранитоидов умеренно высоких давлений. - В кн.: Теория и практика термобарогеохимии. М., 1978, с. 66-74.
- С е д о в а И.С., М о с к о в ч е н к о Н.И., Д р у г о в а Г.М., М и л л е р Ю.В. Эволюция процессов гранитообразования в области развития полиметаморфических докембрийских комплексов. - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, с. 112-118.
- С м и т Ф.Г. Физическая геохимия. М., 1968, 475 с.
- С о с е д к о Т.Н. Рентгеновский экспресс-метод определения степени упорядоченности полевых шпатов. - В кн.: Кристаллохимия и структура минералов. Л., 1974, с. 115-118.
- С т а р ц е в О.А. Офиолиты и вулканогенные толщи хребта Северный Нуратау (Южный Тянь-Шань). - Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1976, 27 с.
- Т а д ж и д и н о в Х.С. Магматизм и некоторые геохимические особенности магматических образований мезо-кайнозойской складчатой системы Центрального Памира. - В кн.: Магматизм и металлогения Таджикистана. Душанбе, 1968, с. 159-177.
- Т е р м о - и барометрия метаморфических пород. Л., 1977. 207 с. Авт.: Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Екимов С.П., Крижанский Л.М., Крылова М.Д., Маслеников А.В., Московченко Н.И., Никитина Л.П., Ошерович Э.З., Прияткина Л.А., Седова И.С., Христофоров К.К.
- У ш а к о в а Е.Н. Биотиты метаморфических пород. - Труды Ин-та геологии и геофизики. Вып. 87. М., 1971, 346 с.
- Ф л ю и д н ы й режим земной коры и верхней мантии. М., 1977. 216 с. Авт.: Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкандрий Б.О.
- Ф л ю и д н ы й режим метаморфизма. Под ред. Ф.А. Летникова. Новосибирск, 1980. Авт.: Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Кестрыкина В.М., Седова И.С. и др.
- Х а м и д о в М.Х. Закономерности формирования гранитоидных интрузивов Западного Памира. - Труды Ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. III, 1956.
- Х а л и л о в М.Х. Время формирования третичного гранитоидного комплекса Западного Памира. - Тезисы докл. XVI сессии комис. по опред. абсолютного возраста геол. формаций. М., 1969.
- Х а л и л о в М.Х., А к р а м о в М.Б., Н о р м е т о в О. О возрасте шатпутского гранитоидного комплекса (Восточный Памир) по данным калий-аргонового метода. - ДАН Тадж. ССР, 1972, т. 15, № 12, с. 34-35.
- Х о р е в а Б.Я., Б л ю м а н Б.А. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. Л., 1974. 216 с.

- Ц и к л и ч н о с т ь и направленность процессов регионального метаморфизма. Л., 1978. 285 с. Авт.: Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Московченко Н.И., Володичев О.И., Климов Л.В., Прияткина Л.А., Седова И.С., Милькевич Р.И., Миллер Ю.В., Савельева Т.Е.
- Ч е с н о к о в С.В. Структурная эволюция гнейсовых куполов. Склады волочения в куполах Восточно-Уральского антиклинория. - ДАН СССР, 1966, т. 167, № 4, с. 888-891.
- Ш а н и н Л.Л., И в а н о в И.Б., Л и ц а р е в М.А., Г о л ь ц - м а н Ю.В., А р а к е л я н ц М.М. К проблеме возраста Памирско-Шугнанского гранитоидного массива и связанного с ним „омоложения“ минеральных образований ваханской серии (Юго-Западный Памир). - В кн.: Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания. Душанбе, 1971, с. 39-40.
- Ш а н и н Л.Л., И в а н о в И.Б., Л и ц а р е в М.А., Г о л ь ц - м а н Ю.В., Б а и р о в а Э.Д. О возрасте метаморфической толщи Юго-Западного Памира и времени проявления процессов ее омоложения. - В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., 1973, с. 312-320.
- Ш в о л ь м а н В.А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. - Труды ГИН АН СССР, 1977, вып. 302, М, 160 с.
- Ш о у Д.М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л., 1969, 207 с.
- Я н ш и н А.Л. Проблема срединных массивов. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, № 5, с. 8-39.
- A l l e n J.C., B o e t t c h e r A.L., M a r l a n d A. Amphiboles in andesite and basalt. I. Stability as a function of $T-P-f_{CO_2}$. - Am. Miner., 1975, v. 60, N 6, p. 1069-1085.
- B a r t h T.F.W. The feldspar geological thermometers. - Miner. Ab., 1951, Bd 82, p. 143-154.
- B a r t h T.F.W. Additional data for the two feldspar geothermometer. - Lithos, 1968, v. 1, N 4, p. 305-306.
- B e a r t h P. Uber Eklogit, Glaucophanischer und metamorpher Pillowlaven. - Schweiz. Miner. und Petrogr. Mitt., 1959, Bd 39, Hf 1, S. 267-286.
- B l a c k P.M. Mineralogy of New Caledonian metamorphic rocks. I. Garnet from the Ouegen district. - Contr. Miner. and Petrol., 1973, v. 38, N 3, p. 221-235.
- C h a t t e r j e e N.D. The Alpine metamorphism in the Simplon area, Switzerland and Italy. - Geol. Rundschau, 1961, Bd 51, Hf 1, S. 1-72.
- C h a t t e r j e e N.D. Phase equilibria in the Alpine metamorphic rocks of the environs of the Dore Maire Massif, Western Italian Alps. Part I. - N. Jb. Miner. Ab., 1971a, Bd 114, N 2, p. 181-210.
- C h a t t e r j e e N.D. Phase equilibria in the Alpine metamorphic rocks of the Dore Maire Massif, Western Italian Alps. Part II. - N. Jb. Miner. Ab., 1971b, Bd 114, N 3, p. 211-245.
- C o w t h o r n R.G., O' H a r a M.J. Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis. - Am. J. Sci., 1976, v. 276, N 3, p. 309-329.

- Donnay G., Wyart J., Sabatier G. The catalytic nature of highlow feldspar transformations. - Year Book 59, Inst. of Washinton 1960, p. 104-108.
- Eberhard von E. Zur Synthese der Plagioclase. - Schweiz. Miner. und Petrogr. Mitt., 1967, Bd 47, Hf1, p.125-139.
- Gansser A. Ausseralpine Ophiolithprobleme. - Eclogae Geol. Helv., 1959 (1960), v. 52, N 2, p. 659-680.
- Hall A. The relationship between geothermal gradient and the composition of granitic magmas in orogenic belts. - Contr. Miner. and Petrol., 1971, v. 32, N 3, p. 186-192.
- Iiyama J.T. Contribution a l'etude des equilibres sub-solidus du systeme ternaire orthose-albite-anorthite a l'aide des reactions d'echange d'ions Na-K an contact d'une solution hydrothermale. - Bull. Soc. Franc. mineral. et cristallogr., 1966, 89, N 4.
- James R.S., Hamilton D.L. Phase relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - SiO_2 at 1 kilobar water vapour pressure. - Contr. Miner. and Petrol., 1969, v. 21, N 2, p. 111-141.
- Johnston M.R.W. Some time relations of movement and metamorphism in the Scottish Highlands. - Geologie en Mijnbouw, v. 42, N 5, 1963, p. 121-142.
- Kushiro J., Yoder H.S. Formation of eclogite from garnet lherzolites liquidus relations in a part of system MgSiO_3 - CaSiO_3 - Al_2O_3 at high pressures. - Carnegie Inst. Wash. Year Book 73, 1974, p. 266-269.
- Landis C.A., Bishop G.D. Plate tectonics and regional stratigraphic-metamorphic relation in the southern part of the New Zealand geosyncline. - Geol. Soc. Am. Bull., 1973, v. 83, N 11, p. 2267-2284.
- MacKenzie W.S., Smith J.V. Charge balance and the stability of alkali feldspars. - Acta Crystallogr., 1959, v. 12, N 1, p. 73-74.
- Miyashiro A. Evolution of the metamorphic belts. - J. Petrol., 1961, v. 2, N 3, p. 277-311.
- Miyashiro A. Metamorphism and related magmatism in plate-tectonic. - Am. J. Sci., 1972, v. 272, p. 629-656.
- Niggli E., Niggli C.R. Karten der Verarbeitung einiger Mineralien der Alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Alkali-Amphibol, Stilpnomelan, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). - Eclogae Geol. Helv., 1965, Bd 58, N 1, S. 335-368.
- Orville P.M. - Alkali feldspar - alkali chloride hydrothermal ion exchange. - Year Book 59 Carnegie Inst. of Washington, 1960, p. 104-108.
- Roberts D., Stromgard K. A comparison of natural and experimental strain patterns around fold hingh zones. - Tectonophysics, 1972, v. 14, N 2, p. 105-120.
- Slemmons D.B. Observation on order-disorder relation of natural plagioclases. - Norsk. Geol. Tidsskr., 1962, Bd 42, N 2, p. 555-566.
- Stewart D.B., Wright T.L. Al/Si order and symmetry of natural alkali feldspars, and the relationship of

- strained cell parameters to bulk composition. - Bull. Soc. Miner. et crystallogr., 1974 (1975), v. 97, N 2-3, p.256-377.
- T h a k u r V.C. Events in Alpine deformation and metamorphism in the northern Pennine zone. Geol. - Rundcehan, Bd 62, Hf 2, 1973, S. 549-563.
- T h e f e l d s p a r s. N.Y., 1974. 717 p.
- T h e m a p of the metamorphic belt of Europe. Swart H.J., ed., 1975, 18 sh.
- T r o m m s d o r f V. Progressive Metamorphose Kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen, Zwischen Bernina and Simplon. - Schweiz. Miner. und Petrogr. Mitt., 1966, Bd 46, N 2, S. 431-460.
- W o o d D.S. Current views of the development of slaty cleavage. - Ann. Rev. Earth Planet. Sci., Palo Alto, Calif., 1974, v. 2, p. 369-401.
- W r i g h t T.L., S t e w a r t D.B. X-ray and optical study of alkali feldspars; I Determination of composition and structural state from refined unit-cell parameters and 2V. - The Am. Miner., 1968, v. 53, N 1-2, p. 38-87.
- Y o d e r H.S., S t e w a r t D.B., S m i t h J.V. Ternary feldspars. - Ann. Rpt. Diz Geophys. Lab., Carnegie Inst. Wash. Year Book, 1957, v. 56, p. 206-214.
- Z w a r t H.J. Orogenesis and metamorphic facias series in Europe. - Dansk. Geol. For., 1967a, h 17, N 4, p. 504-516.
- Z w a r t H.J. The duality of the orogenic belts. - Geol. en Mijn., 1976b, v. 46, p. 283-309.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| Введение | 3 |
| Глава 1. Метаморфические пояса альпийского типа (В.А. Глебовицкий) . . . | 6 |
| Глава 2. Тектоническая зональность Южного Памира и особенности геологического строения зоны Центрального Памира (М.С. Дюфур) | 22 |
| Общие особенности геологического строения Южного Памира | 22 |
| Геологическое строение зоны Центрального Памира | 26 |
| Стратиграфия и тектоника | 26 |
| Эндогенные процессы | 32 |
| Глава 3. Структурное развитие метаморфических комплексов | 38 |
| Музкольский комплекс (Ю.В. Миллер, М.С. Дюфур) | 38 |
| Язгулемский комплекс (Ю.В. Миллер) | 54 |
| Поршневский комплекс (Ю.В. Миллер) | 60 |
| Статистическое изучение птигматитовых складок (Ю.В. Миллер) | 69 |
| Выводы (Ю.В. Миллер) | 73 |
| Глава 4. Метаморфизм | 77 |
| Метаморфическая зональность в восточной части Центрального Памира (В.А. Глебовицкий, М.С. Дюфур) | 77 |
| Метаморфическая зональность в западной части Центрального Памира (В.А. Глебовицкий, Г.М. Другова) | 101 |
| Метаморфическая зональность на границе Центрального и Юго-Западного Памира (В.А. Глебовицкий, Г.М. Другова) | 108 |
| Выводы (В.А. Глебовицкий) | 115 |
| Глава 5. Ультраметаморфизм и гранитообразование | 121 |
| Гранитоиды музкольского комплекса | 121 |
| Геология гранитоидов (И.С. Седова, М.С. Дюфур) | 121 |
| Включения минералообразующих сред в минералах гранитоидов (И.С. Седова) | 128 |
| Особенности химического состава гранитоидов и вопросы их генезиса | 130 |
| Закономерности эволюции состава гранитоидов (И.С. Седова и М.С. Дюфур) | 130 |
| Вопросы генезиса гранитоидов (И.С. Седова) | 174 |
| Петрогенетические особенности гранитоидов в четвертной системе $Ab - An - Or - Qu$ (Е. И. Кравцова, И.С. Седова) | 189 |
| Минералы гранитоидов (И.С. Седова) | 194 |
| Кварц-полевошпатовые метасоматиты язгулемского комплекса (И.С. Седова) | 236 |
| Выводы (И.С. Седова) | 253 |
| Глава 6. Флюидный режим метаморфизма и гранитообразования (В.А. Глебовицкий, И.С. Седова) | 258 |
| Состав флюида в музкольском и язгулемском комплексах | 258 |
| Эволюция флюида в процессе метаморфизма и гранитообразования | 271 |
| Выводы | 281 |
| Глава 7. Пространственные, временные и генетические взаимосвязи эндогенных процессов (В.А. Глебовицкий, М.С. Дюфур, Ю.В. Миллер, И.С. Седова) | 282 |
| Корреляция эндогенных процессов в складчатой зоне Центрального Памира | 282 |
| Метаморфизм и тектонические деформации | 285 |
| Связь между метаморфизмом и ультраметаморфизмом | 287 |
| Связь между энсиалическими и энсиматическими зонами двоянных метаморфических поясов альпийского типа | 290 |
| Выводы | 291 |
| Литература | 293 |

Схема корреляции эндогенных процессов для внешней части тектонической зоны Центрального Памира

| Сводная структурная шкала | Язгулемская термальна́я структура | | Джаланская термальна́я структура | | Шатпутская термальна́я структура | | Окраина термальных куполов (метаморфизм, магматизм) |
|--|---|--|---|--|---|---|--|
| | метаморфизм | ультраметаморфизм, магматизм, метасоматоз | метаморфизм | ультраметаморфизм, магматизм, метасоматоз | метаморфизм | ультраметаморфизм, магматизм, метасоматоз | |
| D_9-F_9 - системы трещин и разрывов | | | | Дайки основных пород β_3^A , сиениты ϵ | | | |
| D_8-N_8 - поздние (постметаморфические) покровы | | | | Габброиды (β_2^A) | | | |
| D_7-F_7 - крупные и мелкие складки с пологими ОП и шарнирами | | Жильные тела гранитов γ_3^A , параллельные осевые поверхностям | Перекристаллизация при $T = 500-650^\circ$ и $P \approx 4$ кбар | Щелочные граниты $\gamma_2^A \rightarrow \gamma_2^A(2) \rightarrow \gamma_2^A(3)$ | Перекристаллизация при $T = 500-650^\circ$ и $P = 4$ кбар | Пегматоидные граниты γ_3^W ; биотитовые граниты γ_2^W | Пегматоидные граниты γ_3^W , биотитовые граниты γ_2^W |
| D_6-F_6 - линейные складки С-З простирания, прямые или опрокинутые | | Крупные тела гранитов γ_2^A , простирающиеся согласно со складками F_5 | | | | | |
| D_5-F_5 - линейные складки северо-восточного или субмеридионального простирания, L_5 - бороздчатость, минеральная линейность | | | | | | | |
| D_4-N_4 - синметаморфические покровы | Продолжающаяся метаморфическая перекристаллизация в условиях некоторого спада температур и давлений | Mg-метасоматоз; кислотное выщелачивание | Продолжающаяся метаморфическая перекристаллизация в условиях некоторого спада температур и давления | | Продолжающаяся метаморфическая перекристаллизация в условиях некоторого спада температур и давлений | Жилы турмалиновых пегматов γ_1^W по осевым поверхностям F_3 | Максимальная перекристаллизация в интервале $T = 400-480^\circ$, $P < 6$ кбар |
| D_3-F_3 - крупные лежачие изоклинали, S_3 - сланцеватость, кливаж, линейность пересечения S_3 с S_4 и S_0 | | | | | | | |
| D_2-F_2 - мелкие лежачие изоклинали, L_2 - бороздчатость, минеральная линейность | Максимальная перекристаллизация в интервале $T = 450-650^\circ$, $P = 6$ кбар. Начало метаморфической перекристаллизации | Ультраметаморфизм, биотитовые граниты $\gamma_1^A(2)$, Na-Si метасоматоз; граниты, гранодиориты $\gamma_1^A(1)$ | Максимальная перекристаллизация в интервале $T = 450-670^\circ$, $P = 6$ кбар. Начало метаморфической перекристаллизации | Mg метасоматоз, кислотное выщелачивание; метагаббро (β_1^A), Fe-Mg метасоматоз, Mg-скарны; Na-Si - метасоматоз ($\gamma_1^A(1) \rightarrow \gamma_1^A(2)$) | Максимальная перекристаллизация в интервале $T = 450-720$ и $P = 5-7,5$ кбар. Начало метаморфической перекристаллизации | Mg метасоматоз, кислотное выщелачивание; Mg - скарны, метагаббро (β_2^W); Fe-Mg метасоматоз; анатексис + инъекция анатексис + метасоматоз анатексис метагаббро (β_1^W) } γ_1^W | Начало метаморфической перекристаллизации |
| D_1-F_1 - кристаллизационная сланцеватость, параллельная ОП, F_1 - складки, изгибающиеся слоистость или птигматитовые | | | | | | | |
| D_0-N_0 - ранние (дометаморфические) покровы | | | | | | | |

Т а б л и ц а 69

Схема корреляции эндогенных процессов для внутренней части тектонической зоны Центрального Памира и северо-западной окраины Бадахшанского массива

| Сводная структурная шкала | Окраина Поршне- ской термальной структуры (метаморфизм, магматизм) | Центральная часть Поршне- ской термальной структуры | | Северо-западная окраина Бадахшанского массива | |
|--|--|--|---|--|---|
| | | метаморфизм | ультраметаморфизм, магматизм | метаморфизм | ультраметаморфизм, магматизм |
| D_8-F_8 - мелкие асимметричные складки, деформирующие S_4 | | | | | |
| D_7-N_7 - расщепление в подошве Рушанско-Пшартского на- двига | | | | | |
| D_6-F_6 - системы мелких разры- вов и трещин | Диориты | | Пегматитовые жилы $\gamma_3^п$ | | Пегматитовые и аплитовые жилы $\gamma_3^п$ |
| D_5-F_5 - мелкие складки с поло- гими ОП и шарнирами, S_5 - грубый кливаж, L_5 - линей- ность пересечения | | Перекристаллизация при тех же температу- рах и $P > 5$ кбар | | | |
| D_4-F_4 - крупные складки, вол- нистость с крутыми ОП и шар- нирами | | | | | |
| D_3-L_3 - бороздчатость, мине- ральная линейность | | Продолжающаяся пере- кристаллизация в тех же условиях | | | |
| D_2-F_2 - мелкие лежачие складки, S_2 - слабая сланце- ватость, L_2 - бороздчатость, минеральная линейность | Перекристаллиза- ция при $T = 480^\circ$ и $P < 3$ кбар | Максимум метаморфи- ческой перекристаллиза- ции в интервале $T = 470-$ 670° и $P = 3-4$ кбар | Послойные и се- кущие мигматитовые жилы $\gamma_1^п$ и $\gamma_2^п$ | Наложный ме- таморфизм в интер- вале $T = 520-600^\circ$ и $P = 3-4$ кбар | Памиро-шугнан- ские пегматидные граниты $\gamma_2^п$, гнейсо- видные граниты $\gamma_1^п$ |
| D_1-S_1 - кристаллизационная сланцеватость, параллельная слоистости, пегматитовые складки F_1 | | | | | |

3510



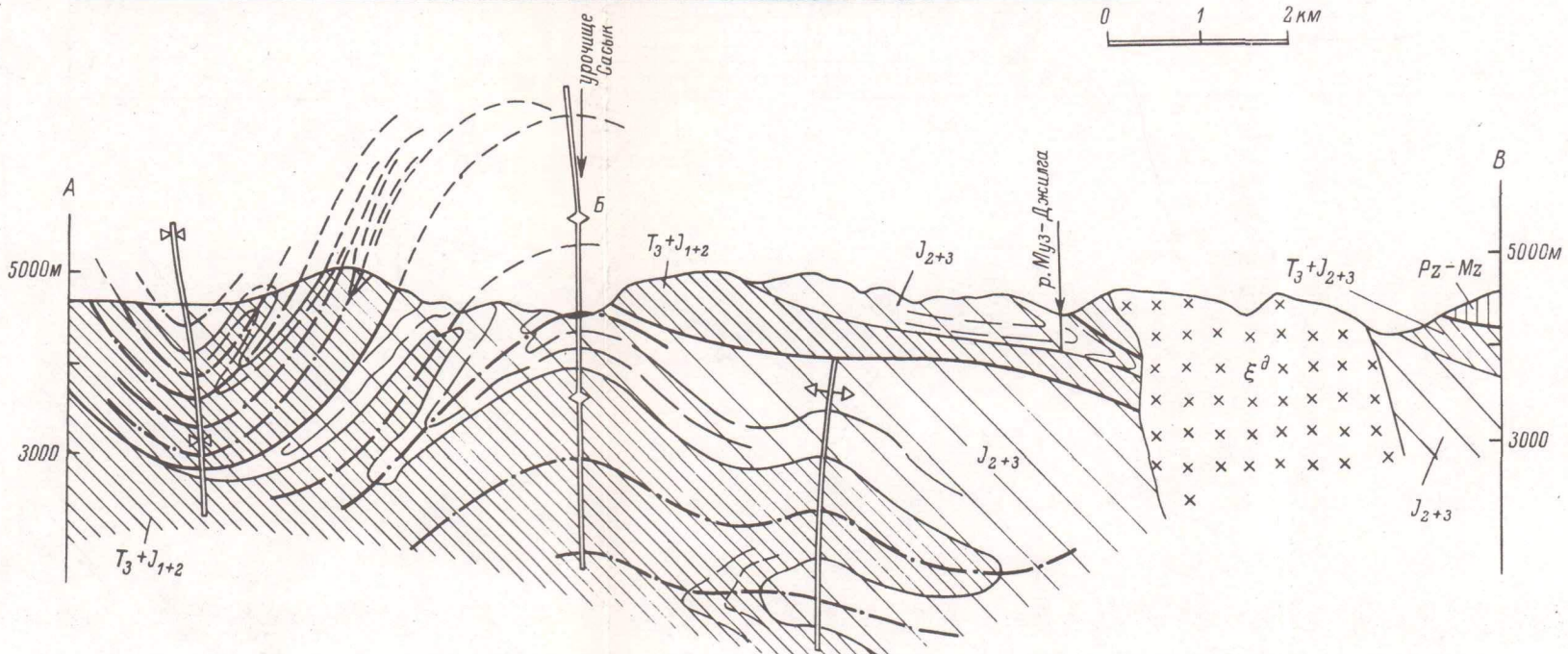
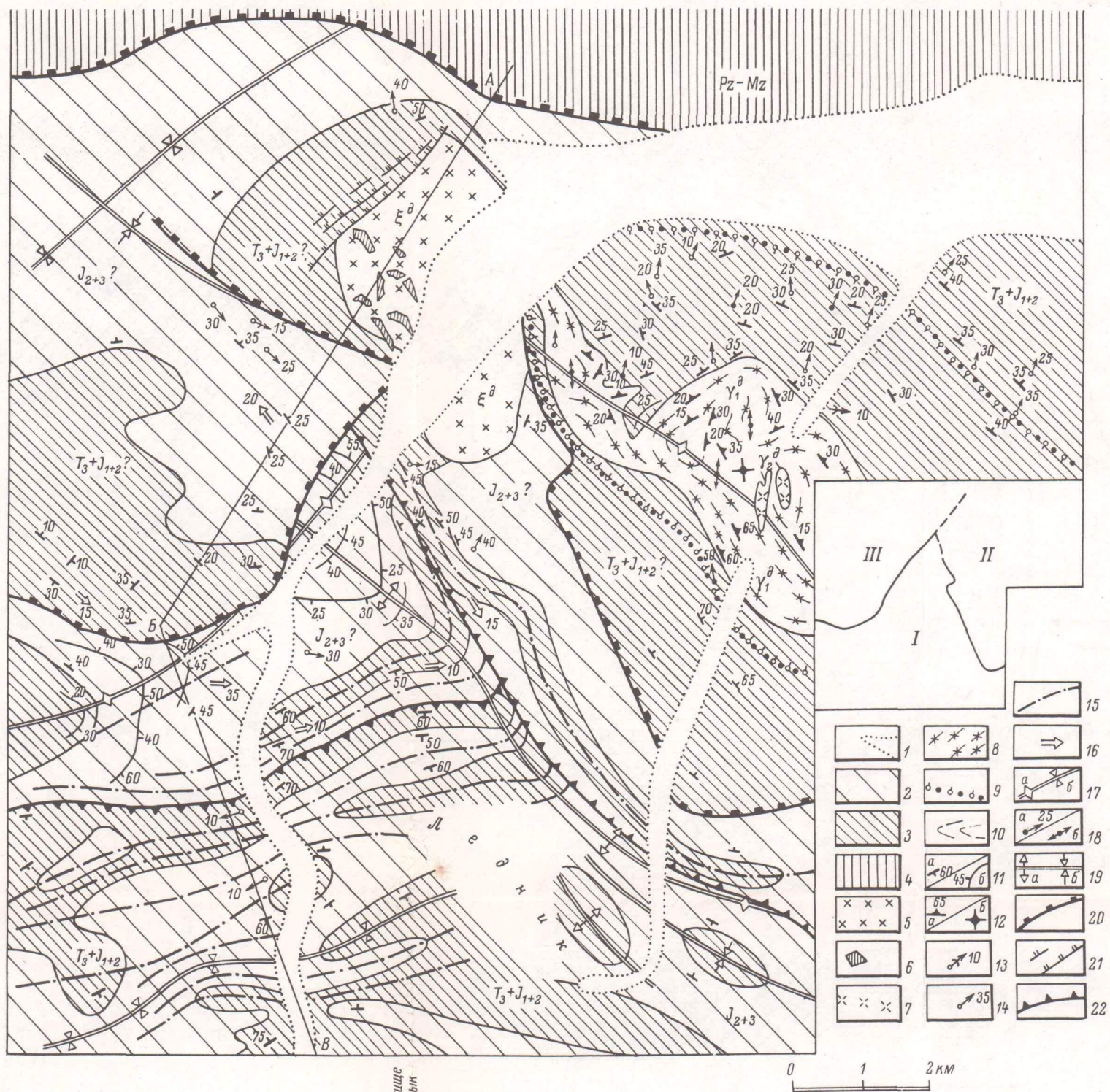


Рис. 6. Геологическая карта Сасыкского участка (бассейн рр. Северного Сасыка и Джалана). Составлена Ю.В. Миллером, М.С. Дюфуром, В.А. Глебовицким по материалам М.С. Дюфура, В.А. Глебовицкого, Ю.В. Миллера, Р.И. Милькевич, И.С. Седовой.

1 - четвертичные отложения; 2 - мраморы с мало-мощными прослоями сланцев (J_{2+3}); 3 - сланцы и гнейсы с прослоями мраморов ($T_3 + J_{1+2}$); 4 - палеозойские и мезозойские отложения нерасчлененные; 5 - сиениты (ξ_d); 6 - ксенолиты габбро β^d в сиенитах; 7 - щелочные гранитоиды γ_2^d ; 8 - плагиогранито-гнейсы γ_1^d ; 9 - граница проявления $Na-Si$ метасоматоза; 10 - слэистость - генерализованная проекция на плоскости геологической карты или разреза; 11-22 - структурные формы D_1-D_7 , 11-13 - D_1 ; 11 - сланцеватость S_1 в метаморфических породах, единичные (а) и обоб-

щенные (б) замеры, 12 - сланцеватость S_1 в гранито-гнейсах (гнейсовидность), наклонная (а) и горизонтальная (б), 13 - шарниры F_1 ; 14 - D_2 - шарниры F_2 ; 15, 16 - D_3 - (15 - осевые поверхности F_3 , 16 - шарниры F_3); 17, 18 - D_4 - осевые поверхности антиформных (а) и синформных (б) складок F_4 ; 18 - линейности L_4 ; 19 - D_5 - осевые поверхности антиформных (а) и синформных (б) складок; 20 - D_6 - поверхности надвигов N_6 ; 21 - D_7 - мелкие разрывы Fr_7 ; 22 - разновозрастные надвиги нерасчлененные.



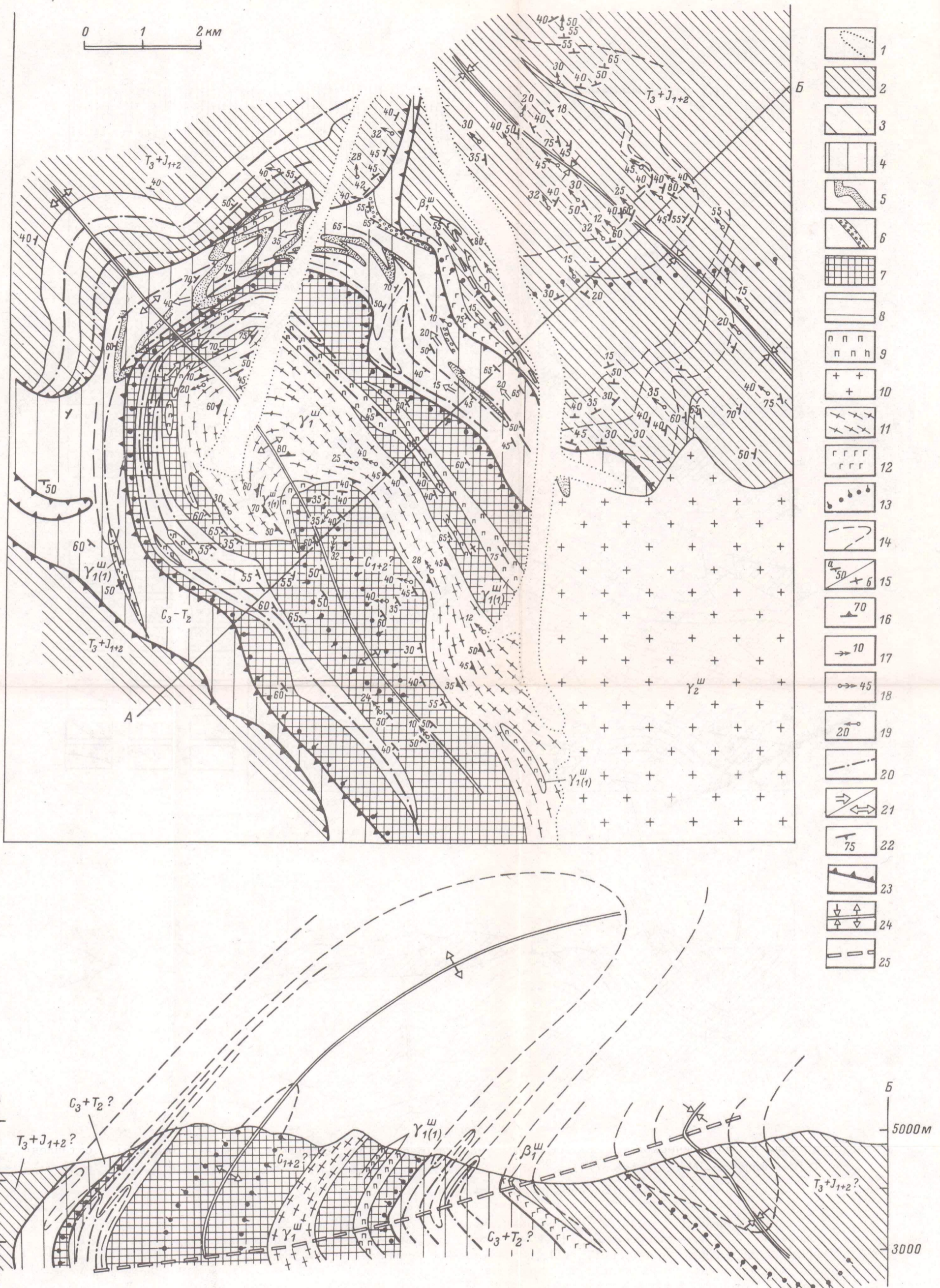


Рис. 7. Геологическая карта Шатпутского участка (бассейн верхнего течения р. Зор-Бурулюк и ее левого притока р. Кукурт). Составлена Ю.В. Миллером, М.С. Дюфуром, В.А. Глебовицким по материалам М.С. Дюфура, В.А. Глебовицкого, Ю.В. Миллера, Р.И. Милькевич, И.С. Седовой.

1 - четвертичные отложения; 2, 3 - породы верхнего покрова ($T_3 + J_{1+2}$): 2 - сланцы и гнейсы, 3 - мраморы; 4-6 - породы нижнего покрова ($C_3 + T_2$): 4 - мраморы и карбонатные сланцы, 5 - ставролитовые и двуслюдяные сланцы, 6 - конгломераты; 7-8 - породы Кукуртского блока (C_{1+2}): 7 - сланцы и гнейсы, 8 - мраморы; 9-12 - интрузивные и ультраметаморфические породы: 9 - турмалиновые пегматиты $\gamma_{1(1)}^w$, 10 - биотитовые граниты перемещенные γ_2^w , 11 - гранито-гнейсы γ_1^w , 12 - габброиды β_1^w ; 13 - граница проявления мигматизации (штрихи направлены в сторону развития процесса); 14 - слоистость -

генерализованная проекция на плоскости геологической карты или разреза; 15-25 - структурные формы $D_1 - D_6$: 15-17 - D_1 (15 - сланцеватость S_1 в метаморфических породах - наклонная (а) и вертикальная (б)); 16 - сланцеватость S_1 в гранито-гнейсах - гнейсовидность, 17 - шарниры F_1 и линейность L_1 ; 18 - D_{1-2} - линейность; 19 - D_2 - шарниры F_2 ; 20-22 - D_3 (20 - осевые поверхности складок F_3 , 21 - шарниры F_3 горизонтальные (а) и наклонные (б), 22 - сланцеватость S_3); 23 - D_4 - поверхности надвигов N_4 ; 24 - D_5 - осевые поверхности складок F_5 антиформных (а) и синформных (б); 25 - D_6 - осевые поверхности складок F_6 .

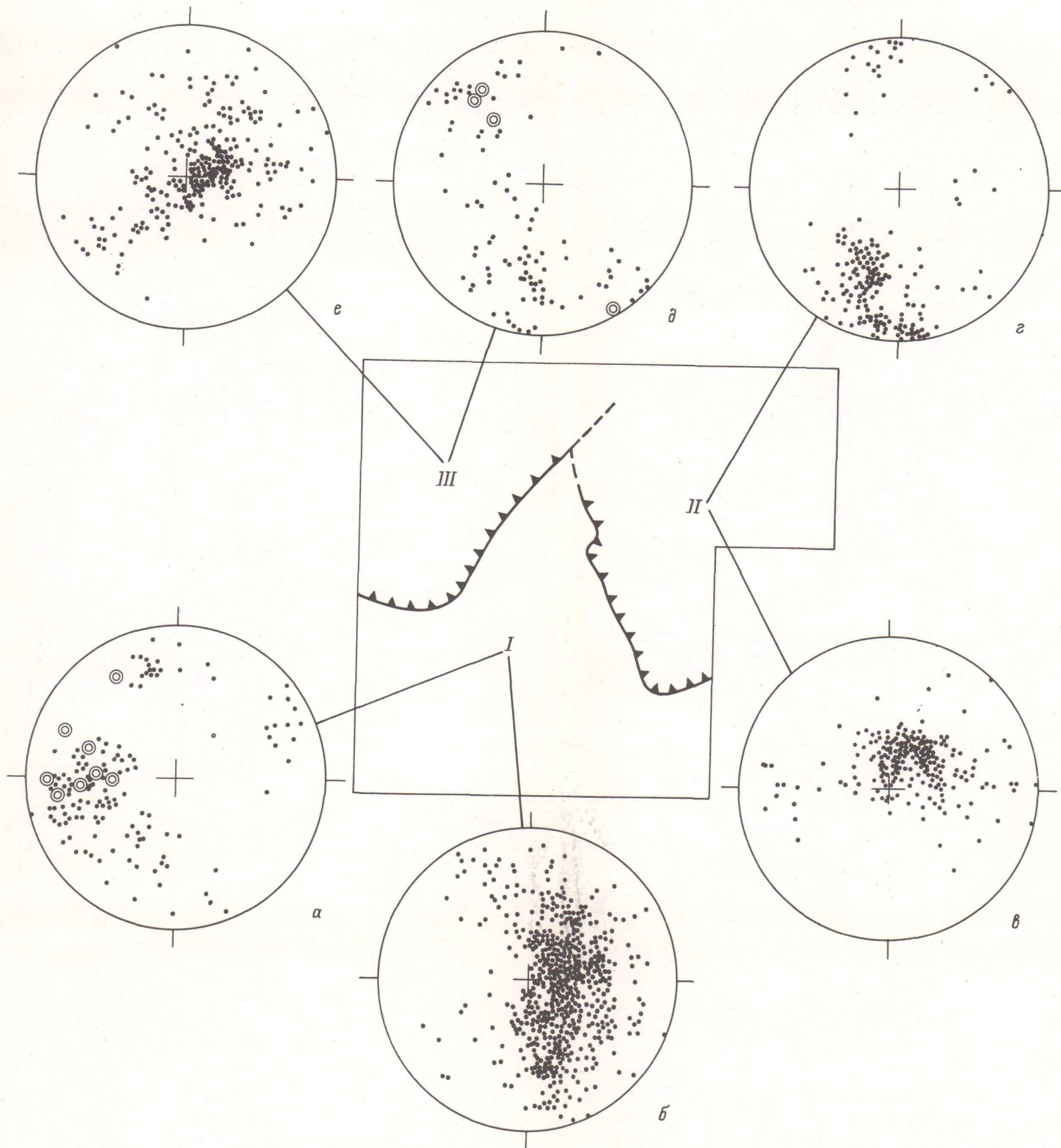


Рис. 9. Ориентировка важнейших структурных элементов в пределах Сасыкского участка.

а, б - Сасыкский блок (домен I): а - шарниры F_1, F_2 , линейности L_1, L_2 (нерасчлененные); б - сланцеватость S_1 ; в, г - Джаланский блок (домен II): в - сланцеватость S_1 ; г - линейности L_1, L_2 ,

L_3 (нерасчлененные); д, е - Муз-Джилгинский покров (домен III): д - шарниры F_2 , линейность L_2 (точки), шарниры F_3 (концентрические кружки); е - сланцеватость S_1 .

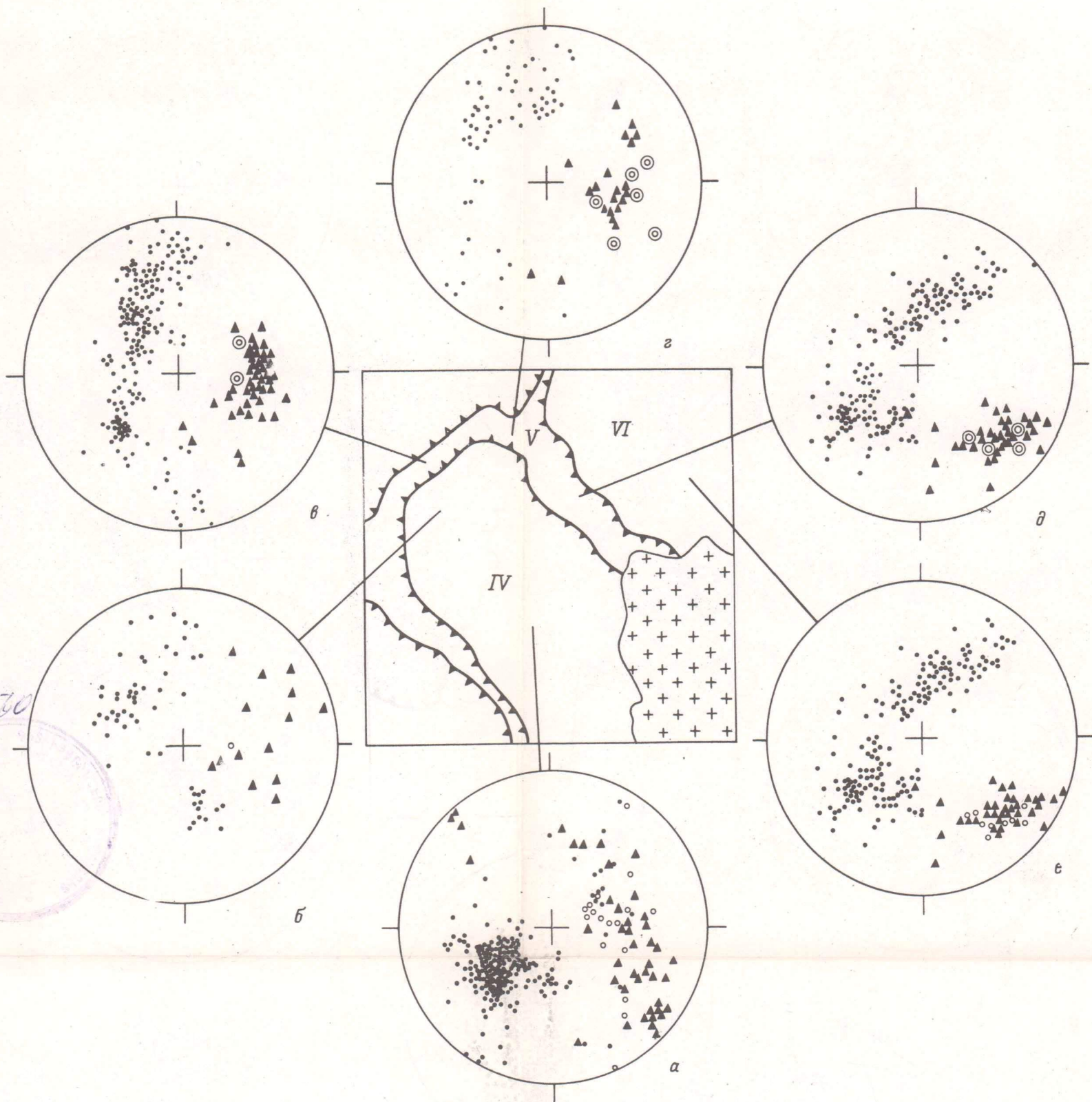


Рис. 11. Ориентировка важнейших структурных элементов в пределах Шатпутского участка.

а, б - Кукуртский блок (домен IV): а - сланцеватость (точки), линейность L_{1+2} ? (треугольники), шарниры F_2 (кружки) в центральной и юго-восточной части домена IV; б - сланцеватость S_1 (точки), линейность L_{1-2} (треугольники), шарниры складок F_2 (кружки) в северо-западной части до-

мена IV; в-д - Нижний покров (домен V): сланцеватость S_1 (точки), линейность L_3 (треугольники), шарниры F_3 (концентрические кружки) для разных частей домена; е - Верхний покров (домен VI): сланцеватость S_1 (точки), линейность L , шарниры F_2 (кружки).

3590