

**МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ
КОМПЛЕКСЫ
ЮЖНОГО
УЗБЕКИСТАНА**

А. В. ПОКРОВСКИЙ

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
им. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

552.16/515.1

А. В. ПОКРОВСКИЙ

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ
КОМПЛЕКСЫ
ЮЖНОГО
УЗБЕКИСТАНА

1349



ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УзССР
ТАШКЕНТ, 1974



УДК 552.16(575.1—13)

Покровский А. В. **Метаморфические комплексы Южного Узбекистана.** Изд-во «Фан» УзССР, 1974. Табл.—38, Рис.—61, Библ.—197 назв.

В работе приводятся результаты изучения своеобразных древних метаморфических толщ Южного Узбекистана, ранее слабо освещенных в литературе.

Дана детальная характеристика структурно-тектонической позиции, строения, состава и минеральных парагенезисов пород, фациальных условий формирования этих толщ, а также особенностей проявления метаморфических процессов в различных структурно-формационных зонах. Показана важная роль метаморфизма в становлении сиалической оболочки земной коры и эндогенном рудообразовании.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, особенно занимающихся проблемами тектоно-магматического развития подвижных зон, метаморфизма и рудообразования.

Ответственный редактор

академик АН УзССР
И. Х. ХАМРАБАЕВ

П $\frac{0292-078}{355(06)-73}$ 33-74



Изд-во «Фан» УзССР, 1974 г.

ВВЕДЕНИЕ

Южный Узбекистан в последние годы отчетливо вырисовывается как новый горнорудный район, весьма перспективный на нефть, газ, полиметаллы и другие полезные ископаемые. Выявление и освоение минеральных богатств этого региона, как и любого другого, невозможно без знания особенностей его геологического строения и развития. Для Южного Узбекистана характерно довольно широкое распространение докембрийских и ниже-среднепалеозойских вулканогенно-осадочных образований. Они слагают складчатое основание герцинид и претерпели региональный метаморфизм в условиях от филлитовой фации до гранулитовой с интенсивными проявлениями гранитизации и ультраметаморфизма. Всестороннее изучение их позволит не только расшифровать древнейшие этапы геологической истории Южного Узбекистана и смежных территорий, но и получить объективную информацию о глубинном строении и особенностях проявления метаморфических процессов и связанного с ними оруденения на различных срезах земной коры.

Первые общие сведения о геологии Южного Узбекистана получены еще на рубеже XIX—XX столетий И. В. Мушкетовым, Г. Д. Романовским, В. Н. Вебером, Р. В. Клебельсбергом и Д. В. Наливкиным.

Планомерное геологическое изучение региона началось в послереволюционный период Таджикско-Памирской экспедицией АН СССР (Д. В. Наливкин, В. И. Попов, А. П. Марковский, С. И. Клушников, П. К. Чихаев, Н. П. Чуенко, С. В. Калесник и др.). В результате выяснены основные черты геологии и металлогении Средней Азии и, в частности, рассматриваемой территории. Последующие исследования (Е. М. Головин, Г. С. Чикрызов, Х. В. Рыскина, П. Н. Подкопаев, М. М. Посохова, С. К. Овчинников, А. Т. Тарасенко, Р. Б. Баратов, М. М. Кухтиков и др.) позволили в значительной степени уточнить вопросы стратиграфии, тектоники, магматизма и рудоносности региона и заложить основы современных представлений о его геологии. Метаморфические толщи при этом недостаточно обоснованно объединены в единый «древний метаморфический комплекс».

Для последних 10—15 лет характерно особенно широкое развитие различных геологических работ и специальных тематических исследований, выполняемых как производственными, так и научно-исследовательскими организациями. В этот период проводится всестороннее геологическое изучение отдельных площадей (С. Я. Лапидус, М. Маденов, Г. А. Могилевский, Н. П. Поддубный, Б. П. Пятаев, В. И. Велитченко, В. Л. Семенов, Э. Д. Безуглов, Г. А. Кислицын, В. А. Панасюченко и

др.) и оценочные работы в рудных районах (В. М. Бирюков, А. Ш. Шамансуров, Т. Ш. Шаякубов, Ш. Э. Эргашев, А. Д. Шмулевич, О. И. Черных, А. В. Головченко, В. А. Моторин, Н. А. Кочетков, М. Д. Троянов и др.). Общие вопросы геологии и рудоносности региона разрабатывают Р. Б. Баратов, Е. Н. Горецкая, М. М. Кухтиков, Н. К. Морозенко, Д. А. Рубанов и др. Детальное изучение магматических комплексов, а также специальные минералого-геохимические и металлогенические исследования осуществляют И. М. Исамухамедов, П. Д. Купченко и Б. Ф. Василевский. Значительное внимание уделяется также изучению и расчленению древних метаморфических толщ (И. М. Мирходжаев, А. В. Покровский, В. А. Хохлов, В. Е. Головин и др.). Вопросы эндогенной металлогении Южного Узбекистана рассматривают И. Х. Хамрабаев, Р. Б. Баратов, Х. Н. Баймухамедов, Б. Ф. Василевский, В. Г. Гарьковец, Д. И. Горжевский, Т. З. Закиров, Е. Д. Карпова, П. В. Панкратьев, А. В. Покровский, Т. Ш. Шаякубов, О. Д. Черных и др. Значительные успехи достигнуты в изучении альпийской и новейшей тектоники Южного Узбекистана и смежных регионов (Ш. Д. Давлятов, С. А. Захаров, В. М. Цейслер и др.), а также глубинного их строения (М. А. Белеловский, А. А. Борисов, Н. А. Булин и др.).

С 1957 г. по инициативе и под руководством И. Х. Хамрабаева большой коллектив сотрудников Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР проводит в Южном Узбекистане комплексные исследования по геофизическому изучению его глубинного строения (В. А. Пак, Х. И. Юсупходжаев), тектонике (И. А. Кензин), стратиграфии (Ф. Р. Бенш), литологии (П. А. Чистяков, М. Ш. Шамсутдинов), осадочному рудогенезу (Н. П. Петров, Д. Ишниязов), магматизму (И. Х. Хамрабаев, А. В. Покровский, Т. Н. Далимов, Э. Б. Алиев, Т. Т. Шарипов, Т. А. Карасева и др.), метаморфизму (А. В. Покровский, Т. А. Карасева и др.), минералогии и геохимии (С. Т. Бадалов, И. М. Голованов, Ю. В. Михайлова), металлогении (И. Х. Хамрабаев, П. В. Панкратьев, А. В. Покровский, И. Е. Гамалеев и др.).

Благодаря коллективным усилиям перечисленных выше и многих других исследователей к настоящему времени достаточно достоверно выявлены основные закономерности геологического строения, истории развития и металлогении этого сложного и своеобразного региона.

В предлагаемой работе¹ освещаются результаты многолетних (1957—1972 гг.) исследований автора по комплексному геолого-петрологическому изучению древних метаморфических толщ Южного Узбекистана. В ней рассматриваются геологическая позиция, строение, вещественный состав и условия формирования выделенных автором докембрийского (Pt), нижнепалеозойского (Stp—O₂) и нижне-среднепалеозойского (O₃—D₂) метаморфических комплексов. Основное внимание уделено установлению особенностей проявления метаморфических процессов во времени и пространстве, а также их места и роли в тектоно-магматическом развитии региона.

Работа выполнена при существенной помощи в сборе и обработке фактического материала Т. А. Карасевой и Р. И. Юсуповой. Успешному проведению исследований в значительной степени способствовали консультации и критические замечания В. С. Соболева, В. П. Петрова, А. А. Маракушева, В. А. Жарикова, Н. Л. Добрецова, Г. А. Кейльмана, М. А. Ахмеджанова, Р. А. Мусина и И. М. Мирходжаева. Рукопись просмотрена Д. С. Коржинским, Л. Л. Перчуком, Н. В. Соболевым, С. П. Корикивским, К. Л. Бабаевым, О. М. Борисовым и Е. И. Мезенцевой.

¹ Работа была подготовлена к изданию в 1973 г., но по ряду причин вышла в свет в 1974 г.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РЕГИОНЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩАХ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА

В связи с поставленными задачами мы рассматриваем лишь до-мезозойские геологические формации Южного Узбекистана. В современной альпийской структуре юга Средней Азии они слагают Гиссарский хребет и его юго-западные отроги, обнажаясь в последних в виде отдельных разобщенных блоков среди обширного поля мезо-кайнозойских отложений Таджикской депрессии. Нами исследованы западная часть южного склона Гиссарского хребта (до границы с Таджикистаном), а также его западные и юго-западные отроги.

Эта территория имеет длительную и своеобразную историю развития и характеризуется сложным гетерогенным геологическим строением (рис. 1). Более 40% ее площади занимают древние метаморфические толщи, представляющие главный объект наших исследований. Примерно столько же составляют разнообразные по составу и возрасту интрузивные образования и лишь 10—15% приходится на долю средне-верхнепалеозойских осадочных и вулканогенных формаций. До настоящего времени некоторые важные вопросы стратиграфии, магматизма и тектоники Южного Узбекистана разработаны недостаточно. В связи с тем, что решение их необходимо для более правильного и полного понимания геологии и истории формирования древних метаморфических комплексов, мы уделяли значительное внимание этим вопросам. Мы не ставим своей целью дать подробную характеристику всех слагающих эту территорию геологических формаций и структур, а заостряем внимание на особенностях их формирования и пространственного размещения в зависимости от структурно-тектонической позиции отдельных ее частей. Последняя рассматривается в общем плане тектонической структуры южной окраинной зоны Тянь-Шаня, на фоне сопоставления выделяемых в ней структурно-формационных подзон.

Анализ существующих представлений о тектоническом строении района, а также накопившиеся к настоящему времени новые данные об особенностях развития осадконакопления, магматизма и тектоники позволяют нам в соответствии с принятой в ИГиГ АН УзССР схемой тектонического районирования Тянь-Шаня выделить в пределах рассматриваемого региона три самостоятельные структурно-формационные подзоны: Южно-Гиссарскую, Байсунскую (Гиссарский срединный массив) и Кугитангскую, разделенные глубинными разломами и существенно различающиеся по геологическому строению, развитию и магматизму.

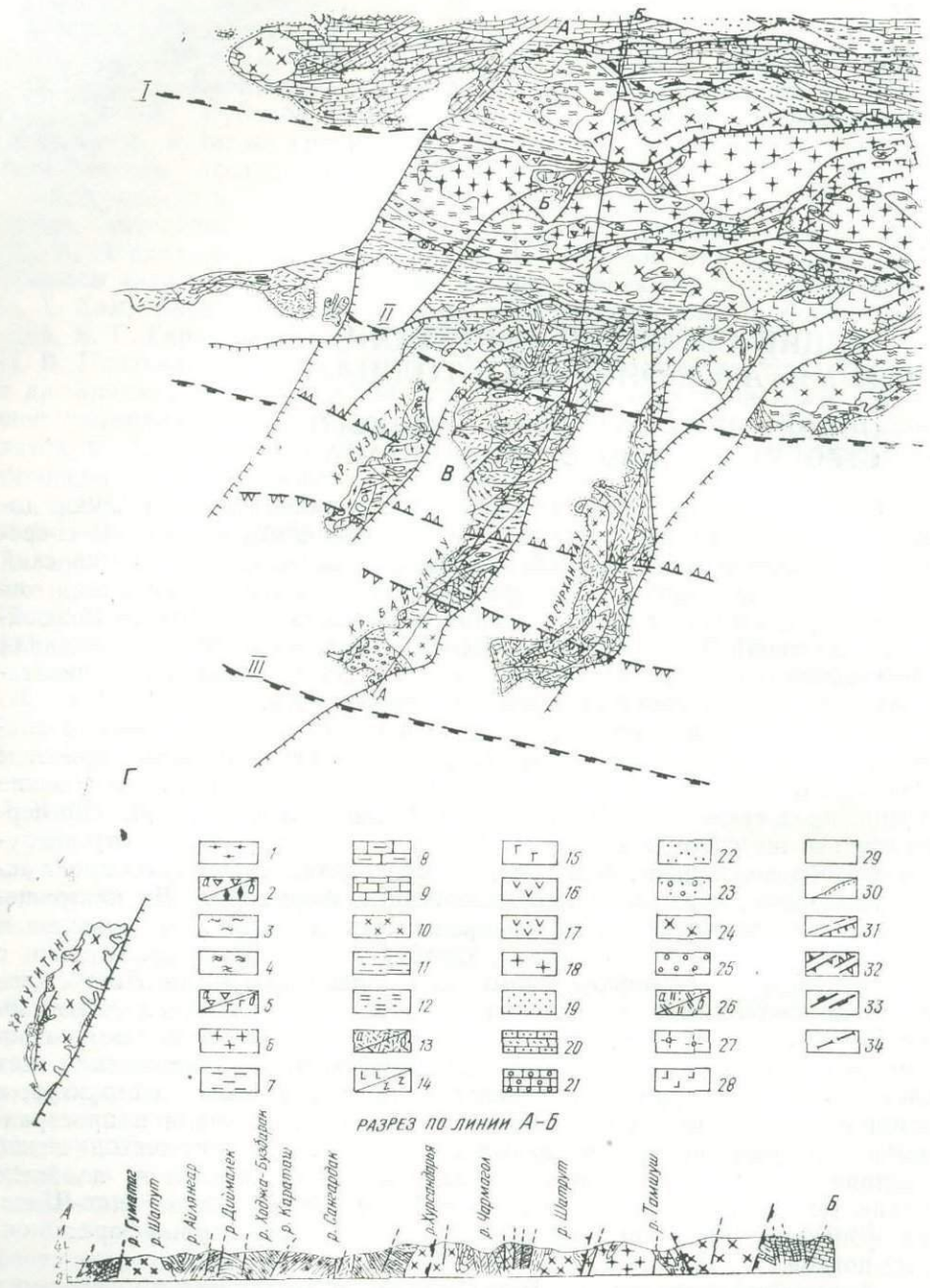


Рис. 1. Структурно-формационная схема Южного Узбекистана. Составил А. В. Покровский с использованием материалов Р. Б. Баратова, Э. Д. Безуглова, Ф. Р. Бенш, Е. М. Головина, Е. Н. Горещкой, Е. Н. Далимова, И. М. Исамухамедова, П. Д. Купченко, М. М. Кухтикова, С. К. Овчинникова, А. В. Покровского, Д. А. Рубанова, А. Т. Тарасенко, И. Х. Хамрабаева, В. А. Хохлова, Г. С. Чикризова и др.

Структурно-формационные подзоны: А—Зарафшано-Алайская, Б—Южно-Гиссарская, В—Байсунская (Гиссарский срединный массив), Г—Кугитангская. 1—2—докембрийский (Pt) структурный этаж. Формации: 1—мигматито-гнейсовая (апофлишонидная) 2—амфиболитовая (апоспилито-диабазовая: а—вулканическая, б—субвулканическая фашии); 3—10 каледонский структурный этаж; 3—5—нижнепалеозойский (St-0₂) структурный комплекс. Формации: 3—метасланцевая, 4—зеленосланцевая, 5—амфибол-сланцевая (апоандезит-диа-

ЮЖНО-ГИССАРСКАЯ ГЕРЦИНСКАЯ СУБГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ПОДЗОНА

Южно-Гиссарская герцинская подзона охватывает южный склон Гиссарского хребта и представляет собой окраинную субгеосинклинальную зону субширотного герцинского геосинклинального пояса Южного Тянь-Шаня (рис. 1). В Южном Узбекистане обнажается лишь ее западная часть. От расположенной севернее Зарафшано-Алайской подзоны этого же пояса она отделяется крупным глубинным разломом, известным под названием Гиссарского, Главного Гиссарского, Арало-Гиссарского и др., шовная зона которого детально описана Э. А. Портнягиным (1968), а от смежного Гиссарского срединного массива — Южно-Гиссарским краевым швом (Покровский, 1963, 1973; Хохлов, 1963, 1970).

По имеющимся данным (Баратов, 1966; Бенш, 1969; Горецкая и др., 1962; Исамухамедов и др., 1962, 1965, 1971 и др.; Овчинников и др., 1956, 1959; Покровский, 1963, 1965, 1967 и др.; Рубанов и др., 1963, 1965, 1968; Хамрабаев и др., 1967; Тарасенко, 1959, 1962 и др.), в геологическом строении Южно-Гиссарской подзоны участвуют кембрийские, верхнеордовикские, силурийские, девонские, каменноугольные и пермские осадочные и вулканогенные формации суммарной мощностью около 16 км. Магматическая деятельность здесь проявилась в широком интервале времени — от силура до пермо-триаса и выразилась в формировании закономерного ряда базальтоидных и особенно гранитоидных магматических комплексов различного состава и фаціальности. Характерной особенностью общей тектонической структуры этой подзоны является ее антивергентность, выражающаяся в веерообразном строении Южно-Гиссарского антиклинория и в широком развитии надвигов палеозойских образований по ее периметру на окружающие мезо-кайнозойские отложения. По имеющимся данным (Горецкая, 1961, 1962; Алферов и др. 1967; Рубанов, 1968, Покровский, 1965, 1969, 1970 и др.), главную роль в строении антиклинория играет крупная субширотная Центрально-Гиссарская антиклиналь, ось которой протягивается примерно вдоль средней линии южного склона Гиссарского хребта. Она сформировалась в среднекарбовое время в результате частной инверсии центрального прогиба субгеосинклинали. С севера и юга к этой структуре примыкают меньшие по размеру антиклинали, которые возникли в результате инверсии более поздних периферических прогибов в конце карбона. Причленяются они при помощи узких сжатых синклинальных перегибов, осложненных многочисленными разрывами. Специфическая черта крупных складчатых структур — их линейный характер, однако с элементами

базовая: а — вулканическая, б — субвулканическая фашии; б — абиссальных лейкократовых гранатов интрагеоантиклинали; 7—10 — ниже-среднепалеозойский (O_3-D_2) структурный комплекс. Формации: 7 — флишевая (флишевая), 8 — терригенно-карбонатная, 9 — карбонатная, 10 — гранодиорит-гранитовая поздних периферических поднятий; 11—27 — герцинский структурный этаж. 11—18 — ниже-среднекарбовый (C_1-C_2) структурный комплекс. Формации: 11 — аспидная, 12 — кремнисто-терригенная, 13 — дацит-липаритовая (а — вулканическая, б — субвулканическая фашии) 14 — спилито-диабазовая (а — вулканическая, б — субвулканическая фашии. 15 — гипербазитовая (серпентиновая), 16 — андезито-дацитовая, 17 — вулканогенно-терригенная, 18 — гранодиорит-гранитовая интрагеоантиклинали, 19—24 — средне-верхнекарбовый (C_2-C_3) структурный комплекс. Формации: 19 — флишевая, 20 — терригенно-карбонатная, 21 — кремнисто-карбонатная, 22 — флишевая, 23 — нижняя молассовая (морская), 23 — адамелит-гранитовая поздних периферических поднятий; 25—28 — пермский (Р—Т) структурный комплекс. Формации: 25 — верхняя молассовая (континентальная), 26 — липаритовая (а — вулканическая, б — субвулканическая фашии), 27 — постинверсионных лейкократовых гранитов, 28 — андезит-диабазовая (сублатформенная); 29 — мезо-кайнозойский структурный этаж; 30 — страстиграфическое несогласие; 31 — тектонические нарушения: (а — палеозойские, б — альпийские); 32 — границы интрагеоантиклинальных поднятий: а — герцинского, б — каледонского; 33 — краевые глубинные разломы: I — Северо-Гиссарский, II — Южно-Гиссарский, III — Байсунский; 34 — граница Узбекской ССР.

брахиформности и отчетливо выраженной тенденцией погружения шарниров антиклиналей в западном направлении.

По нашему мнению, в пределах домезозойских образований Южно-Гиссарской подзоны необходимо выделить два структурных этажа: каледонский и герцинский.

Каледонский этаж развит незначительно и представлен небольшими разобщенными останцами и тектонически ограниченными блоками нижне-среднекембрийских, верхнеордовикских и силурийских карбонатно-терригенных отложений с подчиненными эффузивами основного и кислого состава, а также нижне-среднедевонских известняков суммарной мощностью около 6000 м. Объем и взаимоотношения их друг с другом еще недостаточно изучены, поэтому подразделение этого этажа на структурные ярусы преждевременно. Можно лишь предварительно наметить кембро-ордовикский (S_{11} — O_2), ордовик-силурийский (O_3 — S_1) и силур-девонский (S_2 — D_2) ярусы, поскольку, по данным Д. А. Рубанова (1968), силурийские отложения согласно перекрываются девонскими, но трансгрессивно залегают на нижнекембрийских и верхнеордовикских. По нашим данным, они представляют собой три последовательных этапа развития предшествующей каледонской геосинклинали Южного Гиссара. Все эти отложения метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и частично эпидот-амфиболитовой (низы кембрийской толщи) фаций и составляют складчато-метаморфическое основание герцинского субгеосинклинального прогиба Южно-Гиссарской подзоны.

Герцинский этаж имеет более сложное строение и подразделяется нами на пять структурных ярусов, разграниченных крупными региональными несогласиями. На структурно-формационной схеме (рис. 1) они объединены в три структурных комплекса: нижне-среднекарбонный (C_{11} — C_{21}), средне-верхнекарбонный (C_{22} — C_3) и пермский (P—T), которые отражают этапы общего прогибания и частной инверсии, развития поздних периферических прогибов и общей инверсии, а также постинверсионного орогенного развития Южно-Гиссарской подзоны.

Нижнекарбонный структурный ярус (C_{11} — n) представлен мощной (4300—4500 м) вулканогенно-осадочной толщей, состоящей из различных сланцев и песчаников с прослоями и пачками конгломератов, известняков, вулканомиктовых пород и эффузивов среднего и кислого состава. Внутри толщи установлены угловые и стратиграфические несогласия, свидетельствующие о сложности тектонической обстановки в период ее накопления. В центральной части подзоны она имеет преимущественно карбонатно-терригенный характер, но по мере приближения к Гиссарскому срединному массиву в ней возрастает роль вулканомиктовых и вулканогенных пород. Гиссарский срединный массив служил для нее главным поставщиком не только продуктов вулканизма, но и терригенного материала, на что указывает наличие в конгломератах гальки древних метаморфических пород и гранитоидов.

Намюр-нижнебашкирский структурный ярус включает два подъяруса — верхнеамюрский (C_{11}) и нижнебашкирский (C_{21}).

Первый сформировался в период общего прогибания Южно-Гиссарской подзоны и сложен толщей терригенно-карбонатных отложений и эффузивов спилито-диабазовой формации мощностью около 2000 м, выделенной С. К. Овчинниковым (1953 и др.) в каратагскую свиту. Продукты вулканизма в ней пространственно тяготеют к южному и отчасти северному пограничным глубинным разломам, по-видимому, контролировавшим его развитие. К этому подъярису относятся также небольшие тела субвулканических габбро-диабазов, комагматических с

образованиями спилито-диабазовой формации, и верхне-намяюрских серпентинитов и габброндов (Кунда-Джуваз, Захча, Чош и др.).

Нижнебашкирский структурный подъярус сформировался на фоне начавшейся инверсии зоны в период роста центрального интрагеоантиклинального поднятия и оформления периферических прогибов. В области поднятия он представлен толщей (350—600 м) андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов и туфов, по Е. Н. Горецкой (1960), трансгрессивно залегающей на верхненамяюрских спилитах, и крупным Центральным-Гиссарским гранитоидным батолитом (среднекарбонный интрузивный комплекс), разместившимся в ядре антиклинали. Стратиграфическим аналогом андезитовой толщи в периферических прогибах является вулканогенно-осадочная толща, выделенная Ф. Р. Бенш (1969) в суфинскую свиту.

Средне-верхнекарбонный структурный ярус включает карбонатно-терригенные отложения сагдорской ($C_2V^2 - m^1$) и алячпанской ($C_2m^3 - C_3$) свит, пространственно приуроченные в основном к периферическим прогибам. По Е. Н. Горецкой (1961), они представляют собой единый флишиодный комплекс и состоят из продуктов размыва внутреннего поднятия (кордильеры). Кроме того, к этому ярусу относится группа массивов гранитоидов позднегерцинского пермо-карбонного интрузивного комплекса (Мачетлинский, Туполангский, Шатрутский, Хурсантагский и др.), образовавшихся в конце карбона в период инверсии периферических прогибов.

Нижнепермский структурный ярус формировался в постинверсионную стадию развития Южно-Гиссарской подзоны, когда она превратилась в относительно консолидированную складчатую область. Он представлен лючобской свитой кислых туфов (300 м) порфировой формации и связанными с ними небольшими трещинными телами кварцевых порфиров, гранит-порфиров и аляскитоидных гранитов субвулканической и субинтрузивной фаций. Известные их выходы пространственно приурочены к тектонически нарушенным зонам сопряжения южной периферической антиклинали с центральным интрагеоантиклинальным поднятием и расположенным южнее Гиссарским срединным массивом.

Пермо-триасовый ($P_2 - T_1$) структурный ярус формировался уже в субплатформенных условиях, в период пенепленизации региона. Он состоит из красноцветных моласс ханакинской свиты (1000 м), включающих отдельные горизонты кислых туфов. К этому ярусу относится также серия плутонических даек диабазовых порфиритов, лампрофиров и других жильных пород.

Как видно, рассмотренные структурные ярусы сложены закономерными ассоциациями осадочных и магматических формаций и отражают последовательные этапы поступательного тектоно-магматического развития Южно-Гиссарской подзоны в направлении увеличения ее консолидации. К концу герцинского цикла она превратилась в субплатформенную орогенную область с окончательно оформившейся земной корой континентального типа по геофизическим данным мощностью 40—45 км. О значительной ее консолидации свидетельствует появление в триасе базальтоидных трубок взрыва (Баратов и др., 1970).

Отмеченные выше особенности геологического строения и развития Южно-Гиссарской подзоны характеризуют ее как типичную окраинную зону геосинклинальных поясов, весьма сходную с Кураминской подзоной Среднего Тянь-Шаня, известной своими рудными богатствами. Однако Южно-Гиссарская подзона имеет специфические особенности. В частности, в Кураминской подзоне в позднем палеозое происходила интенсивная наземная вулканическая деятельность, тогда как здесь на-

капливалась мощная толща морских флишеидных отложений сагдорской и алячипанской свит, что отразилось и на металлогении этих регионов.

ГИССАРСКИЙ СРЕДИННЫЙ МАССИВ (БАЙСУНСКАЯ ПОДЗОНА)

Гиссарский срединный массив представляет собой один из фрагментов древних складчатых сооружений Каракумо-Таджикской зоны.

На современном эрозионном срезе он обнажается лишь своей северной окраинной частью в виде разобщенных тектонических блоков на территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта (рис. 1). На севере его граница с Южно-Гиссарской подзоной Южного Тянь-Шаня фиксируется глубинным разломом Юго-Западного Гиссара (Покровский, 1963), а на юге скрывается под молодыми отложениями Таджикской депрессии. Возможно, она совпадает с южной границей передовой зоны Тянь-Шаня, намеченной И. Е. Губиным (1960). На основании имеющихся геофизических данных (Юсупходжаев, 1971) мы предполагаем существование вдоль этой линии глубинного разлома, отчленяющего Гиссарский срединный массив от расположенной южнее Кугитангской герцинской подзоны. Возможно, он совпадает с Бадавинским глубинным разломом, намеченным И. Х. Хамрабаевым и Т. Н. Далимовым (1969) в южной части Сурхантау. Восточная и западная границы массива пока точно не определены.

По имеющимся данным (Покровский, 1963, 1965, 1970 и др.; Алферов и др., 1967; Рубанов, 1968; Ахмеджанов и др., 1968, 1972, 1973; Хохлов, 1970), рассматриваемый срединный массив — типичный представитель подобных структурных областей и имеет свойственное им отчетливо выраженное двухъярусное строение.

Главной его составной частью является древний кристаллический фундамент, в основном представленный докембрийским метаморфическим комплексом, сложенным глубокометаморфизованными протерозойскими карбонатно-терригенными геосинклинальными флишеидными отложениями и эффузивами спилито-диабазовой формации, ассоциирующими с небольшими субвулканическими телами габбро-диабазов и гипербазитов.

Его общая тектоническая структура характеризуется наличием крупных брахиантиклинальных куполообразных структур, разделенных узкими сжатыми брахисинклинальными перегибами и сложными зонами смятия, нарушенными многочисленными разрывами. По нашим данным, этот комплекс первоначально был метаморфизован в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций в байкальскую эпоху (604, 696, 720 млн. лет). Однако свой петрографический облик он приобрел в каледонскую эпоху (360—480 млн. лет), когда слагающие его осадочные и вулканогенные формации претерпели повторный метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций, сопровождавшийся явлениями ультраметаморфизма, породившими ранне- и позднекаледонские интрузивные комплексы палингенных гранитоидов. В этот же период в основном сформировалась и общая тектоническая структура комплекса, являющаяся результатом глубинной метаморфической складчатости. В строении кристаллического фундамента участвуют нижнепалеозойский метаморфический комплекс, а также ранне- и позднекаледонские интрузии гранитоидов.

Особенности вещественного состава, метаморфизма, магматизма и тектоники кристаллического фундамента свидетельствуют о том, что он

представляет собой глубоко вскрытую эрозией корневую часть каледонской области завершенной складчатости. К началу герцинского цикла эта область претерпела длительное полициклическое геосинклинальное развитие и окончательно оформилась в результате инверсии (однотипной с Южно-Гиссарской) нижнепалеозойской субгеосинклинальной зоны, унаследованно развивавшейся на месте докембрийской геосинклинально-складчатой области (Покровский, 1970). Это подтверждается тем, что, как указывал еще В. И. Попов (1938), в течение силура и девона эта территория представляла собой поднятие, служившее источником терригенного материала для смежных среднепалеозойских прогибов.

Изучение тектоники кристаллического фундамента позволило выявить его антиклинориевую структуру и наметить вытянутые субширотные области раннекаледонского внутреннего интрагеоантиклинального поднятия и окаймляющие его с севера и юга позднекаледонские периферические антиклинали (рис. 1). По масштабам, характеру сочленения и проявлений магматизма они аналогичны структурам Южно-Гиссарской подзоны, отличаются от них возрастом и значительно большей глубиной эрозионного среза, местами достигающего абиссального уровня.

Сравнительно маломощный чехол срединного массива, возникший в период его герцинской активизации, представлен каменноугольными осадочными и вулканогенными формациями, ассоциирующими с субвулканическими образованиями, и местами прорванными небольшими телами герцинских гранитоидов. Они отчетливо подразделяются на нижнекарбонный ($C_1v^2-p^1$), намюр-нижнебашкирский ($C_1p^2-C_2v^1$) и средне-верхнекарбонный ($C_2v^1-C_3$) структурные яруса, в общем совпадающие с разновозрастными ярусами Южно-Гиссарской подзоны, что свидетельствует о формировании их под ее воздействием. Однако осадочные формации нижнекарбонного яруса здесь преимущественно имеют терригенный характер и представлены сингенетично сокращенными разрезами, так как в значительной степени вытеснены туфогенными образованиями липарито-дацитово́й формации визе-намюрского вулканического комплекса. Эта формация не характерна для Южно-Гиссарской зоны и развита незначительно лишь в периферической ее части, непосредственно тяготеющей к срединному массиву. Базальтоидные эффузивы верхненамюрского подъяруса следующего структурного яруса развиты здесь также незначительно, лишь в пределах южной зоны герцинской активизации срединного массива (южные части хр. Сурхантау и Байсунтау), а андезитовая толща и вулканогенно-осадочная суффинская свита нижнебашкирского подъяруса отсутствуют. Отложения сагдорской ($C_2v^2-m^1$) и алячипанской ($C_2m^2-C_3$) свит средне-верхнекарбонного структурного яруса в отличие от Южно-Гиссарской подзоны разделены четким стратиграфическим несогласием. Кроме того, в ее верхах, по данным Г. С. Чикрызова (1953) и Д. А. Рубанова (1968), предполагается наличие морских пермских отложений, не известных в Южном Гиссаре. Герцинские интрузивные комплексы, широко развитые в Южно-Гиссарской подзоне, здесь представлены лишь небольшими единичными трещинными телами пермо-карбонных гранитоидов и являются наложенными. Свойственные ей кислые вулканогенные образования нижнепермского и молассовые отложения пермотриасового структурных ярусов в пределах срединного массива достоверно не установлены. Вместе с тем, здесь развит верхнепалеозойский комплекс малых порфировых интрузий гранитоидов, выявленных в 1967 г. И. Х. Хамрабаевым и Т. Д. Далимовым в южной части района,

а также пермские вулканогенные образования андезито-диабазовой формации (кайракская свита).

Анализ мощностей и пространственного размещения полеозойского чехла в пределах срединного массива свидетельствует о его неравномерном распространении и приуроченности к северному и южному полям герцинской активизации массива (рис. 1), представленных наложенными прогибами. Центральная часть срединного массива, по-видимому, играла роль относительно стабильного ядра и почти в течение всего этого периода оставалась сухой.

Как видно из приведенных данных, Гиссарский срединный массив представляет собой срединную массу первого рода, по В. А. Николаеву (1953), что соответствует срединному массиву субплатформенного типа по классификации Х. М. Абдуллаева и О. М. Борисова (1963). Это одна из глыб древних складчатых сооружений, в какой-то степени сохранившая индивидуальность в южной периферической области герцинского геосинклинального пояса Тянь-Шаня. М. А. Ахмеджанов и О. М. Борисов (1968, 1972, 1973) этот массив и Каракумо-Таджикскую зону в целом считают одним из выступов Русской платформы, а другие исследователи (Рубанов, 1968; Хохлов и др., 1967; И. Е. Гамалеев, и др., 1969) — срединным массивом докембрийской консолидации. По нашим данным, он играл роль срединного массива только в герцинском цикле, а его кристаллический фундамент представляет собой глубоко эродированную корневую часть каледонской области завершённой складчатости, которая закончила геосинклинальное развитие в среднем палеозое¹.

КУГИТАНГСКАЯ ГЕРЦИНСКАЯ ПОДЗОНА

Кугитангская герцинская подзона охватывает южную часть региона и представлена небольшим выходом палеозойских образований среди покровных мезокайнозойских отложений Таджикской депрессии, обнажающимся в размытом ядре альпийской горст-антиклинали хр. Кугитангтау. Большую часть Кугитангского выхода составляет крупный герцинских массив гранитоидов, в котором в виде ксенолитов и отдельных останцов в провесах кровли сохранились нижнекембрийская метаморфическая толща (кварцево-сланцевые сланцы) и нижнекарбоновые (С¹v¹—п¹) осадочно-вулканогенные (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые, песчано-глинистые и кремнистые сланцы, роговики, известняки, кислые эффузивы) и субвулканические образования. Все они трансгрессивно перекрываются отложениями верхнего триаса и юры. Кугитангский гранитоидный массив, по И. М. Исамухамедову и др. (1962, 1965 и др.), сложен интрузивными породами от диоритов и кварцевых диоритов до лейкократовых гранитов и сформировался в верхнем карбоне в течение трех последовательных фаз герцинского цикла магматизма. Верхнекарбоновый комплекс гранитоидов прорывается интрузией гранит-порфиров предположительно нижнепермского возраста, а также дайками аплитов, пегматитов, гранит-порфиров, сиенит-порфиров, лампрофиров и диабазовых порфиритов, кварцевых порфиров и ортофиров.

¹ М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов на основании региональных тектонических обобщений категорически отрицают наличие каледонид в Южном Узбекистане. В связи с этим, указанная точка зрения, по-видимому, нуждается в дополнительном обосновании.

По возрасту, составу и другим особенностям герцинские образования Кугитангтау близки подобным образованиям южной периферической части Южно-Гиссарской подзоны, что позволяет говорить о принципиальном сходстве этих подзон.

Остановимся кратко на проблеме Южно-Гиссарского краевого шва, в последнее время привлекающей пристальное внимание.

Южно-Гиссарский крайовой шов в трудах многочисленных исследователей в последние годы вырисовывается как крупная региональная тектоническая структура, ограничивающая с юга герцинский геосинклинальный пояс Южного Тянь-Шаня. До недавнего времени эта структура была изучена недостаточно и положение ее в пространстве различными исследователями определялось по-разному.

По имеющимся данным, Южно-Гиссарский крайовой шов представляет собой отчетливо выраженную субширотную линейную структуру протяженностью около 1000 км, от долины р. Сурхоб до Аральского моря (Алферов и др., 1967). В своей восточной части она издавна известна как «линия Клебельсберга», прослеживающаяся вдоль южных предгорий Гиссарского хребта. В средней части, пересекающей домезозойские складчатые сооружения Южного Узбекистана, она впервые намечена нами (Покровский, 1963) в виде «краевого глубинного разлома Юго-Западного Гиссара», впоследствии названного Южно-Гиссарским (Покровский, 1969, 1970 и др.). Западным продолжением ее служит «Каршинский разлом», установленный по геофизическим данным под мезокайнозойскими отложениями Кашкадарьинской и Бухаро-Хивинской депрессий. Однако геологическое значение Южно-Гиссарского шва определяется не его огромной протяженностью, а тем, что он является пограничной структурой между герцинским геосинклинальным поясом Южного Тянь-Шаня и древними складчатыми сооружениями Каракумо-Таджикской зоны, составляющими его южное субплатформенное обрамление. Сочленение этих структурно-формационных областей непосредственно наблюдается в пределах Южного Узбекистана, где они представлены рассмотренными выше Южно-Гиссарской подзоной и Гиссарским срединным массивом.

Южно-Гиссарский шов разграничивает каледонскую и герцинскую области завершенной складчатости (Покровский, 1973). Он приурочен к стыку соответствующих антиклинорий и имеет характер глубинного разлома, о чем свидетельствует, в частности, трассирование его цепочкой интрузий габброидов и гипербазитов (Кунда-Джуваз, Чош, Захча и др.). Шовная зона частично захватывает северное и южное периферические антиклинальные поднятия сочленяющихся структурных областей, достигает ширины 10—15 км и имеет многие черты межантиклинорийных зон, по П. Д. Виноградову (1964), игравших важную роль в геологическом развитии Южного Тянь-Шаня.

Южно-Гиссарский шов представляет собой долгоживущую, неоднократно обновляющуюся тектоническую структуру. Пока трудно сказать что-либо конкретное о ранних этапах его развития, потому что докембрийские формации в шовной зоне в значительной степени перекрыты палеозойскими отложениями. Исходя из общей геологической ситуации региона, можно лишь предполагать, что в то время она представляла собой зону флексурного перегиба в кристаллическом фундаменте. Судя по особенностям литологического состава, метаморфизма и тектонических деформаций нижнепалеозойских отложений к концу каледонской эпохи, рассматриваемая шовная зона, по-видимому, напоминала зону Северо-Гиссарского шва после завершения герцинской складчатости. Современный вид она приобрела в герцинском цикле

в процессе геосинклинального развития Южно-Гиссарской субгеосинклинали и тектоно-магматической активизации смежного Гиссарского срединного массива.

В раннекарбонное время (C_1^1 — p^1) Южно-Гиссарская подзона претерпела общее прогибание, частично охватившее и северную окраину Гиссарского срединного массива. В этот период Южно-Гиссарский шов служил границей между возникшими в ее пределах участками эпиконтинентального мелководного осадконакопления и преимущественно наземных извержений вулканитов дацито-липаритовой формации и расположенной севернее обширной области накопления карбонатно-терригенных отложений Южного Гиссара. Со второй половины намюра шовная зона оформляется как приразломный прогиб, к которому приурочена мощная (более 2000 м) толща спилито-диабазовой формации, а также комагматичные с ней поздненамюрские интрузии габбро-гипербазитов, трассирующих глубинный разлом (Кунда-Джуваз, Чош, Захча и др.).

В период дифференциации геотектонического рельефа (Резвой, 1961) Южно-Гиссарской субгеосинклинали в процессе роста раннебашкирской внутренней интрагеоантиклинали приразломный прогиб непосредственно трансформируется в южный периферический прогиб субгеосинклинали, а после его инверсии в конце карбона — в соответствующую антиклинальную структуру. Поэтому шовная зона также вмещает южную группу массивов гранитоидов (Мачетлинский, Маляндский, Хурсантагский и др.) позднегерцинского интрузивного комплекса Южного Гиссара. В постинверсионную стадию шовная зона сохраняла еще достаточную подвижность и проницаемость для магматических расплавов. В связи с этим к ней приурочены нижнепермская липаритовая формация, а также трещинные тела кварцевых порфиров, гранит-порфиров и аляскитовых гранитов субвулканической и субинтрузивной фаций. Они пространственно тяготеют к ослабленному стыку между периферическими антиклинальными поднятиями Южно-Гиссарской подзоны и каледонской области завершенной складчатости фундамента Гиссарского срединного массива, непосредственно контролируемому краевым глубинным разломом.

К ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА

Метаморфические толщи в пределах Южного Узбекистана залегают в основании разреза палеозойских отложений и составляют более 40% обнажающейся площади домезозойских формаций. Они слагают обширные поля и множество более мелких выходов в западной части Гиссарского хребта (бассейны рек Танхазы, Кызылдарья, Туполанг, Шаргунь, Обизаранг и др.), а также разобщенные блоки в его юго-западных отрогах — хребтах Сусызтау, Байсунтау, Сурхантау и Кугитангтау (рис. 2.).

Метаморфические сланцы и гнейсы впервые обнаружены в Юго-Западном Гиссаре Р. В. Клебельсбергом в 1913 г. (Kleibelsberg, 1922). Затем они упоминались в работах Н. П. Хераскова (1932) и С. В. Колесника (1938). П. П. Чуенко (1938) впервые установил, что метаморфическая толща трансгрессивно перекрывается нижнекаменноугольными отложениями и высказал предположение о ее древнем возрасте.

В. И. Попов (1938) давно пришел к выводу, что эти метаморфические сланцы и гнейсы составляют докембрийский кристаллический фундамент древнего Каратегинского поднятия юга Средней Азии. Однако потребовалось много лет, пока вопросы возраста, структурно-тектонической позиции и условий формирования метаморфических толщ приблизились к современному пониманию.

Систематическое изучение этих толщ было начато в 1939 г. Е. М. Головиным. Он впервые обследовал и закартировал их почти на всей рассматриваемой территории, объединив в единый «древний метаморфический комплекс» и выделив нижнюю кристаллическую и верхнюю метаморфическую серии додевонского и девонского возраста. Первая из них расчленена по степени метаморфизма (снизу вверх) на диобгинскую, мастоватскую и обизарангскую свиты, а вторая составила

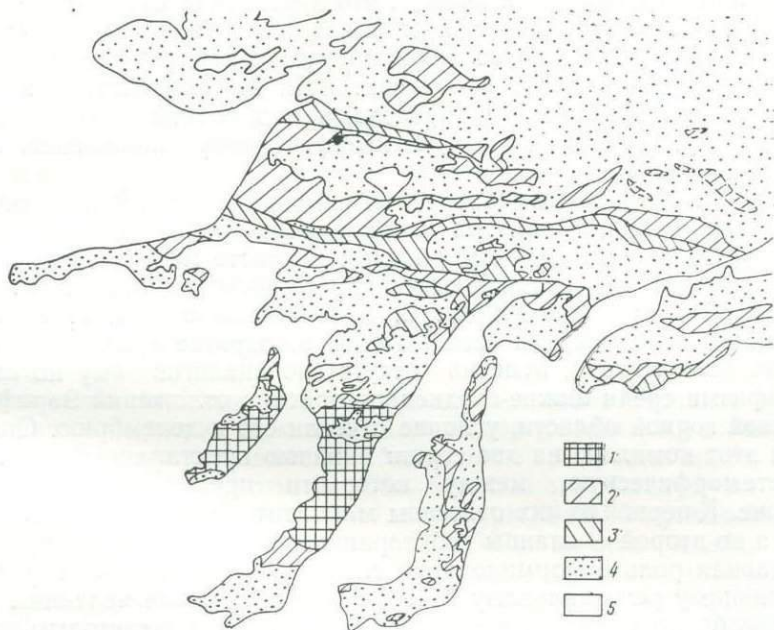


Рис 2. Схема расположения метаморфических комплексов Южно-Узбекистана.

Метаморфические комплексы: 1—докембрийский (Pz), 2—нижнепалеозойский ($St-O_2$), 3—нижне-среднепалеозойский (O_3-D_3), 4—палеозойские вулканогенно-осадочные и интрузивные образования, 5—мезо-кайнозойские отложения.

шаргуньскую свиту. Вышележащая карбонатная толща, в которой была найдена фауна среднего девона, выделена в караканскую свиту. Позже к самым низам метаморфического комплекса была отнесена также хурсанская свита мраморов, обнажающаяся в верховьях р. Хандизы. Все минеральные преобразования пород этого комплекса, включая мигматизацию, Е. М. Головин связывал с региональным метаморфизмом (Головин, 1948).

Однако П. Н. Подкопаев и М. М. Лебедь (1949) показали, что мигматиты и очковые гнейсы диобгинской и мастоватской свит возникли в результате не регионального, а локального контактового метаморфизма под воздействием герцинских интрузий гранитоидов за счет одних и тех же слабо метаморфизованных зеленосланцевых отложений обизарангской свиты. Кроме того, они пришли к выводу, что в бассейне р. Туполанг (Чилликсу, Мустоватсай и др.) эти отложения со-

гласно перекрываются фаунистически охарактеризованными среднедевонскими известняками и имеют девон-силурийский (S_2-D_1) возраст.

Г. С. Чикрызов и Х. В. Рыскина (1951—1953 гг.) вскоре установили, что шаргуньская свита верхней серии не имеет самостоятельного значения, поскольку объединяет разнообразные, преимущественно каменноугольные отложения и исключили ее из состава «древнего метаморфического комплекса». Для нижней серии, включавшей хурсанскую карбонатную и обизарангскую сланцевую свиты, они, вслед за П. Н. Подкопаевым и М. М. Лебедь, приняли девон-силурийский (S_2-D_1) возраст.

С. К. Овчинникова и А. Т. Тарасенко (1953), проводившие исследования в этот же период, согласились с указанными представлениями об объеме и возрасте комплекса, но высказали несколько иное мнение о его строении. Они пришли к выводу, что хурсанская свита мраморов не подстилает, а перекрывает сланцы обизарангской свиты. Кроме того, они выделили более древнюю туполангскую свиту гнейсов и мигматитов, совпадающую с диабгинской свитой Е. М. Головина, а в осевой части Гиссарского хребта (за пределами нашей площади) — османталинскую свиту, по составу и стратиграфическому положению подобную обизарангской.

Однако Н. М. Синицын (1955) в связи с разработкой тектонических проблем Тянь-Шаня, повторил высказанное ранее В. И. Поповым (1938) предположение о докембрийском возрасте метаморфических пород Юго-западного Гиссара. К подобным же выводам пришли Р. Б. Баратов и М. М. Кухтиков (1956). С. К. Овчинников и А. Т. Тарасенко (1956) также пересмотрели свои взгляды о возрасте древнего метаморфического комплекса и, отметив отсутствие аналогов ему по степени метаморфизма среди ниже-среднепалеозойских отложений Зарафшано-Гиссарской горной области, условно отнесли его к докембрию. Они расчленили этот комплекс на две серии: нижнюю кристаллическую и верхнюю метаморфическую, между которыми предполагалось угловое несогласие. К первой из них отнесены мигматиты и гнейсы туполангской свиты, а ко второй — сланцы обизарангской и мраморы хурсанской свит. Главная роль в формировании слагающих их пород отводилась прогрессивному региональному метаморфизму, а также явлениям диафтореза (особенно в нижней серии), обусловленным контактовым воздействием более поздних интрузий гранитоидов.

Предположение о докембрийском возрасте метаморфического комплекса вскоре подтвердилось находкой в сланцах обизарангской свиты в Мачетлинских горах и хр. Кугитангтау ассоциаций спор и пыльцы водорослей, по возрасту не моложе нижнего кембрия (С. К. Овчинников и А. Т. Тарасенко, 1958; Б. В. Тимофеев, 1958; Н. П. Поддубный и др., 1959). Оно привлекло многочисленных сторонников и было одобрено Совещанием по унификации стратиграфических схем Средней Азии (1959), решением которого нижняя серия комплекса условно отнесена к архею, а верхняя — к протерозою, хотя некоторые геологи по-прежнему придерживались мнения о среднепалеозойском его возрасте.

Другие исследователи (И. М. Исамухамедов, С. Я. Лапидус, М. М. Маденов, Д. А. Рубанов и др.) затрагивали метаморфические толщи в процессе работ лишь со своими узкоспециальными целями. При этом было составлено несколько послонных разрезов и получены некоторые данные, касающиеся их тектоники, состава и характера метаморфизма.

Исследования метаморфических толщ в этот период носили несистематический характер. Об этом свидетельствует объединение столь

разнообразных толщ в единый комплекс, разногласия в вопросах возраста, стратиграфического расчленения, структурно-тектонической позиции и условиях формирования. Систематическое изучение комплекса было начато нами в 1961 г. Одновременно приступила к работе тематическая партия Кашкадарьинской ГРЭ МГ УзССР (В. А. Хохлов и др.) по расчленению этого комплекса в соответствии с требованиями крупномасштабного картирования.

В первый же год этих исследований, проводившихся совместно, стало очевидным, что прежние представления о «древнем метаморфическом комплексе» нуждаются в пересмотре. Прежде всего мы исключили из его состава хурсанскую свиту мраморов, которая оказалась более молодого, вероятнее всего каменноугольного возраста. Выяснилось, что в этом комплексе недостаточно обоснованно объединялись две различные и пространственно разобщенные толщи (серии), обнажающиеся в юго-западных отрогах и на южном склоне Гиссарского хребта. В 1961 г. для первой из них условно принят докембрийский (Pt), а для второй среднепалеозойский (S_2 — D_1) возраст (А. В. Покровский, В. А. Хохлов и др.). В том же году Д. А. Рубанов и др. в горах Мачетли в прослое известняка среди метаморфических сланцев, согласно подстилающих среднедевонскую карбонатную толщу, обнаружили фауну верхов верхнего силура. Установлено также, что на горе Каракан эти сланцы с угловым и азимутальным несогласием залегают на метаморфической толще, в породах которой в свое время были найдены споры и пыльца водорослей нижнего кембрия. Этим подтвердилось существование в Южном Узбекистане верхнесилурийских отложений, ранее выделявшихся условно, и наличие крупного несогласия внутри метаморфического комплекса.

1349
Последующие исследования позволили еще более уточнить возраст метаморфических толщ. Для кристаллической толщи Юго-Западного Гиссара были получены данные абсолютного возраста пород калий-аргоновым методом по биотитам (558, 576, 603 млн. лет) и по амфиболам (604, 678, 696, 720 млн. лет), подтверждающие принадлежность ее к докембрию (Покровский, 1965, 1967; Хохлов и др., 1967). В содержащей упоминавшиеся органические остатки метаморфической толще Мачетлинских гор А. Т. Тарасенко и О. Г. Конгро в 1962 г. обнаружили прослой конгломератов с гальками гнейсов и других пород, подобных обнажающимся в Юго-Западном Гиссаре и отнесли ее к нижнему кембрию. Верхняя метаморфическая толща в 1963 г. была расчленена нами по составу (снизу вверх) на сарытузскую, танхазинскую и коктепинскую свиты, для которых по положению в разрезе и аналогии со смежными районами условно принимался нижнесилурийский (ландовери — венлокский), верхнесилурийский и нижнедевонский возраст (Ахмеджанов и др., 1964; Арапов и др., 1965). Появились также данные, свидетельствующие о возможном расширении возрастных пределов этой толщи. Еще в 1962 г. Ф. Р. Бенш в сланцах верховьев р. Чош (Алмалысай) и в тектоническом блоке известняков, ранее относившихся П. Н. Подкопаевым и М. М. Лебедь к верхнедевонской чормагольской свите, были найдены разнообразные органические остатки (брахиоподы, табуляты, тентакулиты и др.) по заключению А. И. Кима ордовикского и силурийского возраста. Более определенные данные получены Д. А. Рубановым и др. в 1964—1965 гг., которые на этом же участке, а также в поле развития верхней метаморфической толщи на водоразделе рек Чилликсу и Иргайлик выявили несколько тектонических блоков достоверно фаунистически датированных верхнеордовикских отложений. Вместе с тем они пришли к заклю-



чению, что силурийские отложения в Южно-Гиссарской подзоне распространены ограниченно, обнажаясь лишь в виде небольших разоб- щенных выходов, а рассматриваемая толща преимущественно сложена ниже-среднекаменноугольными ($C_1t-C_2v^1$) вулканогенно-осадочными образованиями. Однако, по нашим данным, это представление не отве- чает действительности. Среди резко преобладающих зеленосланцевых пород здесь нередко встречаются тектонические блоки литологически сходных каменноугольных отложений, но они отличаются значительно меньшей степенью регионального метаморфизма. К подобным же выво- дам о девон-силурийском возрасте этой толщи в 1963 г. пришли В. А. Хохлов и др., О. А. Шнип (1966) и позже В. А. Панасюченко. По-видимому, более вероятен ниже-среднепалеозойский возраст этой толщи, в пределах от верхнего ордовика до конца силура, а возможно и нижнего девона включительно.

Таким образом, отложения, объединявшиеся ранее в единый «древ- ний метаморфический комплекс», достаточно обоснованно были расчле- нены на три разновозрастные толщи: докембрийскую, нижекембрий- скую и ордовик-силурийскую. В связи с этим оказалось целесообраз- ным, наряду с докембрийским комплексом Юго-Западного Гиссара, выделить самостоятельный ниже-среднепалеозойский (S_1-S_2) мета- морфический комплекс, свойственный Южно-Гиссарской структурно- формационной подзоне.

К 1967 г. был завершен первый этап специальных исследований этих комплексов, осуществлявшихся тематической партией (Хохлов и др.) и нашей группой. Одновременно изучались они также О. А. Шни- пом (Шнип, 1966; Князев, Мельниченко и Шнип, 1967), и некоторыми другими исследователями (А. Д. Рубанов и др., В. М. Велитченко и др.).

Большинство авторов пришли к выводу, что ниже-среднепалео- зойский комплекс представляет собой каледонское основание герцин- ской геосинклинали Южно-Гиссарской зоны. Слагающие его породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, вероятно, в си- лурийское время (407, 415 млн. лет по А. Т. Тарасенко), но в позднем палеозое местами претерпели интенсивный контактовый метаморфизм под воздействием герцинских интрузий гранитоидов.

О докембрийском комплексе, изучению которого в этот период уде- лялось особое внимание, были высказаны различные суждения. Можно считать единодушным мнение о том, что этот комплекс составляет кри- сталлический фундамент Гиссарского (Байсунского) срединного мас- сива Юго-Западного Гиссара и сложен породами амфиболитовой и, частично, эпидот-амфиболитовой и гранулитовой фаций, ассоциирующи- ми с различными продуктами ультраметаморфизма. Основные разно- гласия касались времени проявления обусловивших их метаморфических процессов и тем самым трактовки возраста консолидации фундамента. По представлениям многих исследователей (Д. А. Рубанов, О. А. Шнип, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, И. М. Мирходжаев, В. А. Хохлов и др.), этот фундамент сформировался в докембрии и представляет собой один из блоков древней платформы, который в раннем и среднем палеозое служил областью сноса для смежных геосинклинальных про- гибов. С каледонской и затем герцинской его активизацией О. А. Шнип и В. А. Хохлов связывают проявления зеленосланцевого диафтореза докембрийского комплекса фундамента, обусловленного прогрессивным метаморфизмом ниже-среднепалеозойских толщ смежной Южно-Гис- сарской зоны.

В результате наших исследований к 1967 году выявлена более слож- ная поэтапная история метаморфизма этого комплекса. Помимо

неоднократных проявлений динамометаморфизма, контактового метаморфизма и диафтореза в герцинскую эпоху намечено три этапа метаморфизма: байкальский (604—720 млн. лет), раннекаледонский (450—480 млн. лет) и позднекаледонский (360—380 млн. лет), датированные абсолютным возрастом соответствующих пород. Главную роль в формировании кристаллического фундамента сыграли ранне- и позднекаледонские этапы метаморфизма, обусловившие его современный петрографический облик и тектоническую структуру.

В связи с этим, а также учитывая особенности магматизма и тектоники Юго-Западного Гиссара, нами сделан вывод, что докембрийский комплекс некогда представлял собой складчато-метаморфическое основание раннепалеозойской геосинклинали Байсунской подзоны, а кристаллический фундамент в целом составляет глубоко эродированную корневую часть каледонской области завершенной складчатости, возникшей в результате ее инверсии.

Существенно различались также и сложившиеся в этот период представления о строении докембрийского комплекса. Необходимость подразделения его на нижнюю кристаллическую (Байсунтау и Сусызтау) и верхнюю метаморфическую (Сурхантау) серии не вызывала сомнения, хотя оставались некоторые несоответствия в намечавшихся их объемах. В частности, метаморфическую толщу междуречья Айлянгар—Шатут (юг Байсунтау) одни исследователи относили к нижней кристаллической (В. А. Хохлов и др., В. М. Велитченко и др.), а другие — к верхней метаморфической (С. К. Овчинников, А. Т. Тарасенков и др. 1956, А. В. Покровский и др.) серии.

В свое время для этого комплекса были предложены две схемы расчленения. Обе они предусматривали подразделение его на две серии: нижнюю — кристаллическую и верхнюю — метаморфическую. Однако в вопросе об объеме серий и более детальном их членении имелись существенные расхождения.

По схеме В. А. Хохлова и других, предложенной в 1963 г., докембрийский комплекс расчленен на 23 литолого-петрографические пачки (подсвиты), сгруппированные в 6 свит. В нижней серии выделены караташская (5000 м), диймалекская (3500 м), уруклинская (1970 м) и аугинская (1700 м), а в верхней, охватывающей метаморфическую толщу хр. Сурхантау, — маляндская (1100 м) и хондизинская (1700 м) свиты. По представлениям авторов, все эти свиты в указанной последовательности залегают друг на друге и составляют единый разрез докембрийского комплекса, общей мощностью более 14 км. Эта схема была использована в 1964—1965 г. при геологическом картировании одного из районов Юго-Западного Гиссара (В. М. Велитченко и др.).

Мы отметили существенные недостатки этой схемы, обусловившие значительное завышение суммарной мощности разреза комплекса, и в 1967 г. предложили более простую схему его расчленения. При этом верхняя серия, к которой относились метаморфические толщи хр. Сурхантау и южной части хр. Байсунтау, условно объединена в одну айлянгарскую свиту, а нижняя расчленена на палгарьскую (4650 м) и диймалекскую (800—1000 м) свиты.

Как показали проведенные нами исследования, нижняя кристаллическая серия докембрийского комплекса первоначально была представлена миогеосинклинальными карбонатно-песчано-сланцевыми отложениями флишеидной, а также вулканогенными, вулканогенно-осадочными и субвулканическими образованиями спилито-пикрит-диабазовой формаций, а верхняя — песчано-сланцевыми отложениями с подчиненными вулканитами среднего состава. Для первой из них был условно принят нижне-, а для второй — среднепротерозойский возраст.

В 1968—1972 гг. детальные исследования метаморфических толщ Южного Узбекистана продолжались нашей группой (А. В. Покровский, Т. А. Карасева и др.) и тематической партией СпецГРЭ МГ УзССР (В. А. Хохлов, В. Е. Головин, В. М. Велитченко и др.). Обследовались они также Л. Н. Бельковой, В. Н. Огневым и О. Г. Конгро (1972) и попутно, при картировании отдельных районов, В. Л. Семеновым, Э. Д. Безугловым, А. Г. Кислицыным, В. А. Панасюченко и некоторыми другими.

Как и прежде, основное внимание уделялось докембрийскому метаморфическому комплексу, для которого уточнены и детализированы строение, состав и физико-химические условия формирования, с выделением фаций и субфаций метаморфизма (Покровский, 1969—1973; Хохлов, 1970—1971; Мирходжаев, Хохлов и др., 1971; Головин, 1973; и др.). И. М. Мирходжаевым, В. А. Хохловым и В. Е. Головиным в 1972 г. предложена новая более дробная схема расчленения этого комплекса, согласно которой нижняя (Байсунтауская) его серия подразделена (снизу вверх) на караташскую, ходжабузбаракскую, айлянгарскую и шатутскую, а верхняя (Сурхантауская) — малянгурскую, маляндскую и хондизинскую свиты (Головин, 1973). Однако в ней сохранились многие недостатки, отмечавшиеся нами ранее для предшествующей схемы В. А. Хохлова и др. (повторение отдельных частей разреза толщ в разных свитах, со значительным завышением суммарной ее мощности и др.), а также не учитывались полученные к этому времени новые стратиграфические данные.

В частности, в метаморфических сланцах хондизинской и маляндской свит Сурхантау, а также в подобных же породах северной части Байсунтау, ранее всеми относившихся к нижней кристаллической серии докембрийского комплекса, в 1971 г. были обнаружены органические остатки (акритархи, микрофитофоссилии) нижнего и среднего кембрия (Безуглов и др., 1972). Этот факт обусловил необходимость несколько сузить площадь распространения пород докембрийского комплекса и допустить наличие в Юго-Западном Гиссаре и нижнепалеозойской метаморфической толщ.

Примечательно, что в отношении общей последовательности, характера и физико-химических условий проявления метаморфических процессов, обусловивших формирование докембрийского комплекса, почти все исследователи в этот период пришли к сходным выводам. Однако в вопросе о времени их проявления до сих пор существуют существенные разногласия. Так, И. М. Мирходжаев, В. А. Хохлов и В. Е. Головин (1971) считают, что этот комплекс претерпел метаморфизм амфиболитовой фации в байкальском цикле и составляет кристаллический фундамент докембрийского срединного массива. Причем, ссылаясь на проблематичность упоминавшихся органических остатков, относят к нему все метаморфические толщи Юго-Западного Гиссара. Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев и О. Г. Конгро (1972) принимают для этого комплекса, основываясь на высокой степени его метаморфизма, архейский возраст. К подобному же выводу при региональных тектонических обобщениях пришли М. А. Ахмеджанов и О. М. Борисов (1972, 1973). В результате наших исследований дополнительно обоснована и детализирована более сложная поэтапная история метаморфизма докембрийского комплекса, охватывающая байкальскую, каледонскую и герцинскую эпохи, которая обстоятельно охарактеризована в данной работе. Здесь отметим лишь, что обнаружение органических остатков нижнего и среднего кембрия в породах хондизинской и маляндской свит в совокупности с другими полученными данными позволило нам пересмотреть

вопрос о возрасте этих свит и верхней (Сурхантауской) серии докембрийского комплекса в целом и отнести их к нижнему палеозою¹. Выявленные особенности их строения, состава и метаморфизма, по нашему мнению, достаточно доказывают сделанный нами ранее (Покровский, 1963, 1965, 1967, 1969, 1970 и др.) вывод о том, что территория Юго-Западного Гиссара (Байсунская подзона) в каледонском цикле претерпевала геосинклинальное развитие, к концу его превратившись в область завершённой складчатости и только в герцинском играла роль срединного массива.

В этот период значительно продвинулось вперед изучение нижне-среднепалеозойских метаморфических толщ региона. Как указывалось выше, установлено наличие кембрийских отложений и в Юго-Западном Гиссаре (Безуглов и др., 1972). В. Л. Семенов, В. А. Панасюченко и др. получили дополнительные данные, подтверждающие ордовик-силурийский (O_3-S_2) возраст верхней метаморфической толщи Южно-Гиссарской подзоны. В результате наших работ и работ других исследователей уточнены особенности пространственного размещения этих толщ, а также соотношения их друг с другом и с другими геологическими формациями в каледонском и герцинском структурных планах Южного Узбекистана. Достаточно детально изучены также их строение, вещественный состав и особенности метаморфизма (Покровский, Карасева, 1972; 1974; и др.). Полученные данные позволили нам выделить эти толщи в самостоятельные нижнепалеозойский ($St-O_2?$) и нижне-среднепалеозойский (O_3-D_2) метаморфические комплексы. Установлено, что по значимости они отвечают структурным ярусам и отражают отдельные этапы развития каледонских подвижных зон региона.

Таким образом, древние метаморфические толщи Южного Узбекистана к настоящему времени усилиями многочисленных исследователей достаточно обоснованно, с нашей точки зрения, расчленены на докембрийский, нижнепалеозойский и нижне-среднепалеозойский метаморфические комплексы, характеристике которых посвящена данная работа.

О КРИТЕРИЯХ ДОСТОВЕРНОСТИ РЕЗУЛЬТАТОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ПОРОД И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Прежде чем перейти к характеристике метаморфических комплексов, необходимо остановиться на проблеме возраста метаморфических и интрузивных образований, которая в связи со спецификой геологического строения Южного Узбекистана всегда стояла особенно остро. Из-за глубокого метаморфизма в метаморфических породах не всегда сохраняются органические остатки или они редки и трудно определяемы. Поэтому их возраст, также как и возраст интрузивных образований, определяется в основном по взаимоотношениям со стратиграфически датированными отложениями. Однако отсутствие полного разреза последних и фрагментарность их развития на отдельных участках обусловили чрезвычайную редкость конкретных взаимоотношений между ними и в значительной степени снизили эффективность и этого критерия. С по-

¹ По устному сообщению В. А. Хохлова, в последнее время им дополнительно получены результаты определения органических остатков (микрофитофоссилии) и абсолютного возраста пород хондизинской и маляндской свит, свидетельствующие о позднепротерозойском их возрасте. Если это так, то вопрос о стратиграфическом положении этих свит, по-видимому, более сложный и нуждается в дальнейших специальных исследованиях (П. А.).

мощью его в лучшем случае удавалось наметить лишь широкие возрастные пределы возможного формирования каких-либо метаморфических или интрузивных образований, внутри которых положение их уточнялось по косвенным данным. В выборе и трактовке последних значительную роль играл субъективизм исследователей, который порождал множество разнообразных и нередко противоречивых точек зрения. Например, для древней гнейсовой толщи юго-западных отрогов Гиссарского хребта как известно, достоверно установлена лишь верхняя возрастная граница, определяемая трансгрессивным залеганием на ней фаунистически охарактеризованных нижнекарбонатовых отложений. Поэтому не случайно она считалась ранее силур-девонской, а в последнее время для нее принят докембрийский возраст. Прорывающие ее докарбонатные интрузии гранитоидов и сейчас одни исследователи считают докембрийскими, а другие — девонскими. Не определено достоверно время формирования и герцинских интрузий, для которых в большинстве случаев остается неясной верхняя возрастная граница, нередко фиксирующаяся лишь мезозойскими отложениями.

В этих условиях при решении вопросов возраста конкретных метаморфических или интрузивных образований решающую роль должны играть данные абсолютной геохронологии. Появившиеся в последние годы многочисленные и разнообразные результаты определений абсолютного возраста пород, полученные калий-аргоновым методом, пока не полностью оправдали возлагавшиеся на них надежды. Не всегда правильная трактовка этих данных и недостаточно критический подход к возможности их использования привели к дополнительным осложнениям в вопросах о возрасте отдельных метаморфических или интрузивных формаций. Например, полученная для явно докарбонатовых гранитов Бахчинского массива цифра 300 ± 10 млн. лет, по абсолютной геохронологической шкале 1964 г. примерно отвечающая границе среднего и верхнего карбона, для некоторых исследователей служит неопровержимым доказательством после-среднекарбонатового его возраста, хотя этому противоречит наличие их обломков в стратиграфически датированных нижнекарбонатовых кислых туфах верховьев р. Сангардак и их базальных конгломератах. Далее, имеющиеся для гнейсов и гранито-гнейсов докембрийской толщи Юго-Западного Гиссара цифры абсолютного возраста — 325, 280 и 235 млн. лет, отвечающие карбону и перми, ранее служили подтверждением решающей роли контактового метаморфизма герцинских интрузий гранитоидов в их формировании, что также не соответствует действительности, так как гальки этих пород в обилии встречаются в упоминавшихся нижнекарбонатовых конгломератах.

В связи с этим возникла необходимость уточнения возможности использования калий-аргонового метода для датировки геологических формаций нашего региона и, особенно, докембрийского метаморфического комплекса. Мы собрали большинство накопившихся к настоящему времени результатов определений абсолютного возраста пород Южного Узбекистана (рис. 3). Анализ этих данных, произведенный с учетом конкретного геологического положения, генетических особенностей пород и последних методологических достижений абсолютной геохронологии позволяет внести в этот вопрос некоторую ясность.

Прежде всего, необходимо отметить общую тенденцию к «омоложению» абсолютного возраста метаморфических и магматических пород, полученных калий-аргоновым методом (рис. 3). Так, для докембрийского метаморфического комплекса наряду с цифрами, соответствующими верхнему протерозою, получены многочисленные цифры, отвечающие

ордовика, карбону, перми и даже триасу. Верхняя возрастная граница докарбоновых (каледонских) гранитоидов поднимается по результатам определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом до юры, а нижнекарбоновые субвулканические образования — даже до раннего мела. Прослой кислых туфов в стратиграфически датированных верхнекарбоновых отложениях алячпанской свиты по абсолютному возрасту оказываются триасовыми. Эта тенденция характерна не только для нашего, но и для многих других регионов. Она отмечена Р. А. Бо-

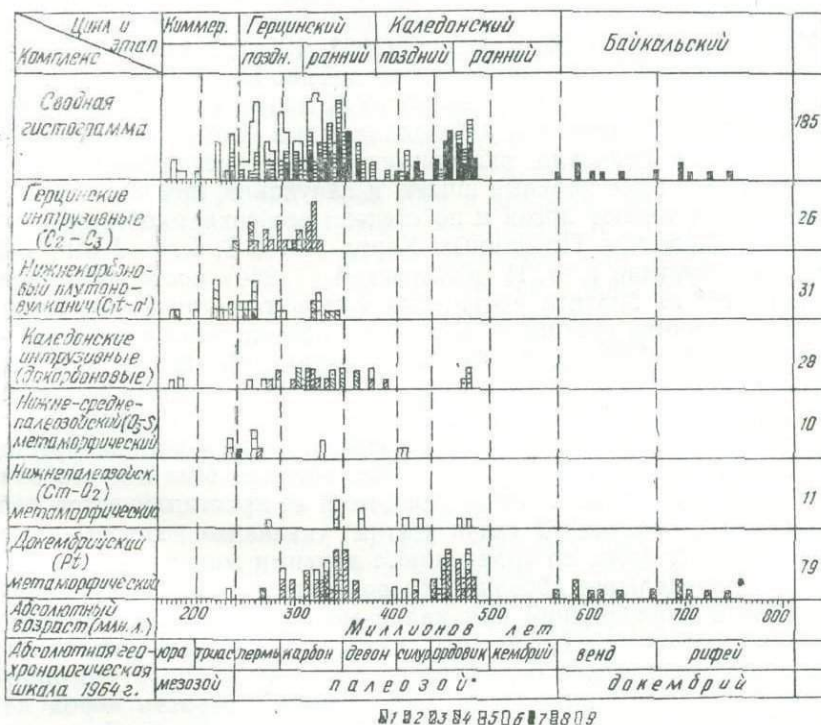


Рис. 3. Гистограмма абсолютного возраста пород метаморфических и магматических комплексов Южного Узбекистана. Составлена А. В. Покровским по сводным данным 1972 г.

Определения абсолютного возраста пород: 1—гелий-свинцовым методом; 2—6—калий-аргоновым методом; 2—по роговой обманке, 3—по биотиту, 4—по мусковиту, 5—по калиевому полевому шпату, 6—по валовым пробам. К сводной гистограмме породы структурных этажей: 7—докембрического, 8—каледонского, 9—герцинского.

рукаевым и В. К. Моничем (1963) для Казахстана, Т. П. Семеновой (1963) для Северного Тянь-Шаня, а А. Я. Крыловым (1964) и Е. М. Головиным (1964) для Тянь-Шаня и Памира в целом. А. Я. Крылов и Е. М. Головин указывают при этом на постепенное нарастание «омоложения» пород с севера на юг от Северного Тянь-Шаня к Памиру, объясняя это соответствующим продвижением фронта тектонической активизации Южно-Тяньшанской геосинклинальной области. Все эти исследователи сходятся во мнении о непригодности калий-аргонового метода для датировки и корреляции древних метаморфических и интрузивных образований. Попробуем разобраться в причинах «омоложения» возраста пород по данным калий-аргонового метода.

Сопоставление цифровых значений, дублирующих определения абсолютного возраста пород по одним и тем же пробам показывает, что отклонения от среднего не превышают 2—3% и лежат в пределах допустимой ошибки измерений. Следовательно, полученные цифры в общем отражают современное калий-аргоновое соотношение в анализированных пробах, а причины заниженных значений возраста заключены прежде всего в недостаточной пригодности некоторых из них для таких определений.

Наибольшее «омоложение» абсолютного возраста пород наблюдается при определении по валовым пробам. По сравнению с данными, полученными Т. П. Семеновой (1963) по биотитам для докембрийских и каледонских формаций Казахстана, оно достигает 21%, а для Северного Тянь-Шаня, по А. Я. Крылову (1963, 1964), в среднем составляет 10—12%. Омоложение герцинских пород Тянь-Шаня по его же данным при прочих равных условиях несколько меньше и не превышает 8%. Близкие к этим соотношения наблюдаются и в нашем регионе (рис. 3).

Однако, как показали экспериментальные исследования, слюды, так же как калиевые полевые шпаты и глаукоцит, при термальном воздействии легко теряют аргон и по степени его сохранности значительно уступают амфиболом. По данным Харта (Hart S. R. and ath, 1960), а также Е. С. Бурксер и Ф. И. Котловской (1964) после 4-часового нагрева при 600° из биотита улетучился весь аргон, тогда как потери его из роговой обманки составили лишь около 2% и только после 8-часового прогрева, при 900° достигли 25%. Остальной аргон выделился из роговой обманки при температуре более 900° в связи с начавшейся общей перестройкой ее кристаллической структуры и удалением основной массы конституционной воды. Коэффициент диффузии аргона для роговой обманки на три порядка ниже, чем для биотита, что обусловлено значительно более плотной упаковкой ее кристаллической решетки и меньшей пористостью. В связи с этим, указанные авторы пришли к выводу, что амфиболы по сравнению с другими минералами более пригодны для определения абсолютного возраста пород, так как не имеют полиморфных превращений как калиевые полевые шпаты и низкотемпературных потерь воды и аргона как слюды и глаукоцит. Подобное же мнение о значительно большей по сравнению с биотитами пригодности амфиболов для определения абсолютного возраста пород для катархея Украины высказали М. Н. Ивантшин, В. Д. Ладиева и др. (1964), а для различных метаморфических и магматических формаций Средней Азии — А. Я. Крылов (1964).

Все эти исследователи отмечают, что абсолютный возраст, определенный по амфиболом, всегда выше, чем по другим минералам и близок к истинному, а также совпадает с данными, полученными свинцовым и рубидий-стронциевым методами. По данным А. Я. Крылова (1964), возраст пород по амфиболом в связи с лучшей сохранностью в них аргона в среднем на 10—15% выше, чем по сингенетичным с ними биотитам, что следует иметь в виду при решении вопроса о времени их формирования. В соответствии с этим, к цифрам, полученным по валовым пробам, необходимо вносить, как указывалось выше, дополнительную поправку в 10—12%, что в сумме составляет уже 25—30%. Для герцинских пород нашего региона разница в цифрах абсолютного возраста, полученных по амфиболом, слюдам и валовым пробам, лежит в пределах указанных поправок, но для докембрийских, а также каледонских метаморфических и магматических формаций возрастает почти вдвое и достигает соответственно 25—30 и 50% (рис. 3). Ниже мы попытаемся найти объяснение этому отклонению от общего правила, а

сейчас остановимся на геологических факторах, обуславливающих потери аргона породами и их «омоложение».

Обращает на себя внимание, что даже полученные по амфиболам наиболее достоверные данные абсолютного возраста пород нередко несколько занижены по сравнению с возрастом, устанавливаемым геологическими методами. Как показали экспериментальные исследования и работы А. Я. Крылова (1964), обобщившего громадный материал по абсолютной геохронологии Средней Азии, аргон может только теряться породами, причем неравными порциями, в зависимости от термостойкости слагающих их минералов, но возможность захвата его из посторонних внешних источников исключена. Таким образом, эти данные отражают верхний возрастной предел пород и датируют чаще всего не истинный возраст, а время проявления последнего этапа их метаморфизма.

Доказательством этого могут служить следующие примеры. Судя по полученным нами данным, докембрийские ортоамфиболиты и парагнейсы Юго-Западного Гиссара, претерпевшие региональный метаморфизм в позднем рифее или венде (604 и 696 млн. лет) в раннекаледонский этап, подверглись повторному метаморфизму и гранитизации, что способствовало их «омоложению» до 460—480 млн. лет. Подобным же образом стратиграфически датированные силурийские сланцы бассейна р. Шатрут, претерпевшие интенсивный контактовый метаморфизм под воздействием позднегерцинских (S_3 — P_1) интрузий гранитоидов, приобрели абсолютный возраст (260 млн. лет), отвечающий нижней перми. В свете этого становятся понятными и многие другие несоответствия и противоречия между абсолютным и геологическим возрастом пород некоторых формаций нашего региона.

Вполне естественно, что коренная перестройка и перекристаллизация пород при интенсивном метаморфизме заново запускают часы их абсолютного летоисчисления. Однако последующие преобразования, нередко проявляющиеся в слабой или даже в скрытой форме и почти не поддающиеся расшифровке современными петрографическими методами, также приводят к существенным потерям радиогенного аргона, особенно слюдами и полевыми шпатами, и занижению значений абсолютного возраста. Так, Д. Калп (1964), подчеркивая исключительно низкую термостойкость биотитов и основываясь на многочисленных измерениях, указывает, что даже такое относительно слабое термальное воздействие на содержащие их породы, как внедрение более молодых маломощных даек на довольно значительном расстоянии от контактов с ними, существенно снижает значение калий-аргонового соотношения и их абсолютного возраста. Именно этим, на наш взгляд, можно объяснить тот факт, что в нашем регионе для пород докарбоновых Бахтинского и Харкушского массивов, прорываемых небольшими, но многочисленными телами и дайками визе-намюрских субвулканических гранит-порфиров, по биотитам были получены цифры абсолютного возраста соответственно 300 и 311 млн. лет с учетом поправки, отвечающие нижнему карбону.

Далее Д. Калп, так же как и А. Я. Крылов (1964) отмечает, что даже умеренное изменение термического режима пород при незначительных эпейрогенических движениях приводят к дополнительным потерям аргона и снижению значения их абсолютного возраста. По данным У. Ф. Эвендена и других исследователей (Evenden и F. Custis J. H. a. al., 1960), уже при температуре 300° из биотита удаляется значительная часть аргона, хотя внешне порода не изменяется. Следовательно, даже при слабом метаморфизме в температурных условиях низ-

ших субфаций зеленых сланцев и филлитовой фации, которому подверглись почти все (включая и некоторые верхнепалеозойские) породы Южного Узбекистана, абсолютный возраст геологических формаций значительно омолаживается. Принимая во внимание обычный геотермический градиент (30 м/град), думаем, что это должно происходить на глубинах 8—9 км. В тектонически активных областях, подобных нашему региону, характеризующихся значительными амплитудами вертикальных перемещений и повышенными значениями геотермического градиента, как показали расчеты Л. И. Салопа (1963), благоприятные условия для такого метаморфизма могут наступить уже на глубинах около 3 км. А. Я. Крылов (1964) подтвердил это определением абсолютного возраста геологически разновозрастных каледонских гранитов, обнажающихся в предгорной и высокогорной частях хр. Терсей-Алатау. Для них при различии гипсометрических уровней в 2—2,5 км получены соответственно цифры 340—350 и 380—390 млн. лет, т. е. более глубинные граниты по абсолютному возрасту оказались моложе на 40 млн. лет, или на 10%.

Исходя из вышесказанного, можно предполагать, что появление для позднекаледонских гранитоидов Обинаурузского и Вахшиварского массивов цифр абсолютного возраста (350—380 млн. лет), отвечающих среднему и верхнему девону, обусловлено значительным прогибанием в это время территории Юго-Западного Гиссара. Кроме того, становится понятной и общая тенденция к «омоложению» абсолютного возраста геологических формаций Южного Узбекистана в целом, если вспомнить, что с начала мезозоя он был охвачен длительной морской трансгрессией, отложившей многокилометровую толщу разнообразных осадков.

Проведенный анализ касается, в основном, данных абсолютного возраста, полученных классическим калий-аргоновым методом.

В заключение скажем несколько слов о предложенной Е. А. Кузнецовым (1964 и др.) модификации этого метода, предусматривающей определение калий-аргонового соотношения в минералах оптическим способом на основе дисперсии двупреломления. Многие исследователи, ссылаясь на недостаточную теоретическую обоснованность самого принципа этого способа, недоверчиво относятся к возможности определения калий-аргонового соотношения в породах подобным образом, хотя никого не удивляет, например, определение состава плагиоклазов или железистости темноцветных минералов по их оптическим свойствам. Действительно, физическая сущность зависимости соотношений тех или иных компонентов от дисперсии двупреломления еще не совсем ясна и требует дополнительного экспериментального и теоретического обоснования. Однако полученные Е. А. Кузнецовым и его учениками вполне удовлетворительные практические результаты таких определений, на наш взгляд, не оставляют сомнений в их правдоподобности. В свое время Э. А. Алиев (1968) по нашим материалам предпринял попытку определить этим способом абсолютный возраст метаморфизма нескольких проб гранитов и гранитизированных гнейсов докембрийского метаморфического комплекса. Одновременно возраст синхронных им амфиболитов определялся по роговой обманке в лаборатории ИГиГ АН УзССР (Ф. А. Аскарлов) классическим калий-аргоновым методом. Измерения обоими способами осуществлялись независимо друг от друга, но полученные результаты показали прекрасную сходимость. Весьма любопытно, что оптическим способом определения проводились по микроклинам и биотитам, но в данном случае не обнаружилось отменявшегося выше занижения результатов по сравнению с данными, полученными по амфиболам. Причина этого не совсем ясна. Возможно, это

объясняется тем, что измерения проводились по наименее измененным и деформированным индивидам минералов, находящихся в естественной природной обстановке и сохранившим близкие к первоначальным соотношениям калия и аргона.

Как видно из изложенного, оптическая модификация калий-аргонового метода не уступает лабораторной в точности определений и даже по калишпатам и слюдам может дать вполне приемлемые значения абсолютного возраста метаморфизма пород, близкие к истинным и совпадающие с данными, полученными по амфиболам. Кроме того, этот метод имеет ряд преимуществ перед трудоемким масс-спектрометрическим способом, так как не нуждается в специальных лабораториях и мономинеральных пробах; здесь достаточно единичных индивидов минералов в обычных петрографических шлифах. Оптическое измерение калий-аргонового соотношения в минералах позволяет датировать не только процесс метаморфизма пород в целом, но и отдельные его стадии и субстадии, а также производить массовые замеры с последующей статистической обработкой результатов. Все эти преимущества, а также легкость и быстрота определений делают этот способ весьма перспективным. Можно не сомневаться, что в самом ближайшем будущем он наряду с федоровским, иммерсионным и другими кристаллооптическими методами найдет широкое применение в петрографических исследованиях при решении конкретных геологических задач.

Таким образом, калий-аргоновый метод определения абсолютного возраста пород в обеих его модификациях вполне приемлем для датировки метаморфических и магматических формаций. Однако при трактовке полученных данных всегда следует иметь в виду, что они отражают не время накопления осадков или кристаллизации магматических пород, а возраст последнего их метаморфизма и возможность последующего его «омоложения» под воздействием рассмотренных выше факторов. Наиболее близки к истинным значения абсолютного возраста, полученные по амфиболам, которые обычно совпадают с данными свинцового и рубидий-стронциевого метода и не противостоят геологическим представлениям. Результаты определений по биотитам занижены в среднем на 10—15%, а по валовым пробам — на 25—30%. Поэтому при использовании последних необходимо вносить соответствующие поправки. Залогом правильного решения спорных вопросов о времени формирования тех или иных формаций может служить лишь объективная оценка степени достоверности полученных для них цифр абсолютного возраста с учетом изложенных выше данных и конкретной геологической обстановки.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ, СОСТАВА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

КРАТКИЙ ОБЗОР КОНЦЕПЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФАЦИЙ

Фациальный анализ, цель которого — выявление физико-химических условий формирования метаморфических пород по особенностям их минерального состава, является одним из важнейших направлений в учении о метаморфизме. К настоящему времени в результате трудов многочисленных советских и зарубежных исследователей оформилась достаточно строгая научная концепция метаморфических фаций, вносящая существенный вклад в развитие общей геологической теории.

Эволюция и борьба взглядов по проблеме метаморфических фаций достаточно обстоятельно рассмотрены Н. Л. Добрецовым и др. (1970). Мы остановимся лишь на тех моментах и последних схемах фаций, которые необходимы для более полного понимания условий и особенностей метаморфизма рассматриваемых комплексов.

Принцип метаморфических минеральных фаций впервые сформулирован П. Эскола (Eskola, 1915). Он же предложил первую (Eskola, 1920), а затем близкую к современной более полную схему фаций, включающую санидинитовую, роговиковую, зеленосланцевую, эпидот-амфиболитовую, амфиболитовую, гранулитовую, эклогитовую и глаукофан-сланцевую фации (Eskola, 1939). Эта схема обобщала накопленный к тому времени фактический материал по фациальности метаморфических пород и была принята многими исследователями (Тернер, 1948; Ramberg, 1952; Барт, 1956; Елисеев, 1958; и др.).

Однако параллельно развивались представления Ван-Хайза, Бекке и Грубенмана о зонах метаморфизма, которые впоследствии оформились в самостоятельную концепцию «изоград» Барроу-Тилли. Значительный вклад в ее развитие внесли работы Тилли (Tilly, 1921, 1925), в которых сформулированы понятия об изоградах и степенях метаморфизма.

Точному определению границ фаций метаморфизма или положения изоград метаморфических зон в координатах температур и давления в значительной степени способствует парагенетический анализ пограничных минеральных ассоциаций, восполняющих в какой-то степени недостатки термодинамических данных. В этой связи необходимо подчеркнуть важность исследований Д. С. Коржинского (1936, 1940, 1957, 1961, и др.) и его последователей, которые внесли значительный вклад в изучение метаморфических и метасоматических образований. Особенно важное значение имело введение Д. С. Коржинским понятия о термодинамических потенциалах, а также инертных и вполне подвижных компонентах, позволивших распространить правило фаз и парагенети-

ческий анализ на открытые природные системы, в том числе на системы с внутренними степенями свободы, и метасоматические образования.

К настоящему времени накоплен огромный фактический материал по парагенетическому анализу различных метаморфических и метасоматических пород. В частности, исследования А. А. Маракушева (1958, 1961, 1963, 1965, 1968 и др.) убедительно показали широкие возможности использования природных минеральных парагенезисов для определения температур и давлений их формирования. Вместо схематических Р/Т диаграмм им предложена диаграмма $P-M_{H_2O}$, позволяющая определить конкретные соотношения минеральных парагенезисов по условиям образования, поскольку химический потенциал воды является однозначной функцией от температуры. В последнее время сделана первая попытка построения диаграмм химических потенциалов на количественной основе (Маракушев, 1972). Л. Л. Перчуком (1966, 1967, 1969 и др.) разработана серия геотермометров, основанных на коэффициенте распределения (K_D) некоторых компонентов в сосуществующих парах минералов.

Д. С. Коржинский (1957 и др.) и А. А. Маракушев (1965 и др.) обосновали новое понятие «минеральная фация» как ассоциацию минералов, объединяющую ряд ступеней минеральных равновесий, устойчивых в определенных физических (Р—Т) и геохимических (режим щелочей) условиях. Они выделили множество минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород, которые считают нецелесообразным объединять в какие-либо группы, сопоставимые с метаморфическими фациями по П. Эскола. Подобных же взглядов придерживаются Дж. Томпсон (Thompson, 1957, 1961) и некоторые другие исследователи.

По Д. С. Коржинскому (1937, 1940), поля устойчивости минеральных фаций в координатах температур и давлений ограничиваются пересекающимися линиями дегидратации или декарбонизации. Это представление развито Н. Боуэном (Bowen, 1940) в концепцию «петрогенетической решетки», которая положена в основу классификаций метаморфических фаций (Bowen, 1940; Ramberg, 1952; Thompson, 1957; и др.).

Одной из важнейших задач при изучении метаморфических комплексов, по Ф. Тернеру (1959), является рациональное совмещение принципа фаций П. Эскола и петрогенетической решетки Коржинского—Боуэна. Такой подход нашел конкретное выражение в предложенной Тернером уточненной схеме метаморфических фаций (Тернер, 1961), представляющей дальнейшее развитие и детализацию схемы П. Эскола. Прежде всего, в ней предусматривается выделение двух рядов фаций, отражающих соответственно контактовый и региональный метаморфизм. Первый из них обособился в связи с тем, что вместо одной роговиковой фации (по П. Эскола) были выделены три самостоятельные: альбит-эпидотовая, роговообманковая и пироксеновая. К ряду фаций регионального метаморфизма, по данным Д. Кумбса (D. Coombs, 1960), добавлена цеолитовая фация. Зеленосланцевая, амфиболитовая и гранулитовая фации в соответствии с принципом петрогенетической решетки были подразделены на несколько субфаций. При этом для фаций альмандиновых амфиболитов (амфиболитовой, по Эскола) принята номенклатура ставролит-кианитовых комплексов типа Барроу.

В последние годы все большее значение приобретает формационный подход к изучению метаморфических комплексов с выделением фациальных серий, отвечающих определенным типам метаморфизма, проявляющимся в различных структурно-тектонических и термодинамических условиях. Это направление, основы которого были заложены

еще Т. Фогтом (Vogt, 1927) и А. Харкером (Harker, 1932), получило дальнейшее развитие в трудах А. Мияширо (Miyashiro, 1961), Н. Л. Добрецова, В. С. Соболева и др. (1965, 1966, 1970), А. А. Маракушева (1965), А. Хитанен (Hietanen, 1967), Дж. Саттона (1967), С. П. Кориковского (1967), Б. Я. Хоревой (1966) и др. В современном виде эта концепция впервые сформулирована А. Мияширо, который на примере метаморфических комплексов Риоке плато Абакума в Японии, Барроу в Шотландском нагорье и Санбагава также в Японии выделил фациальные серии андалузит-силлиманитового, кианит-силлиманитового и жадеит-глаукофанового типов метаморфизма с двумя промежуточными подтипами между ними, отражающими последовательное возрастание давления при метаморфизме. Эти три главные фациальные серии положены в основу схем фаций регионального метаморфизма группы В. С. Соболева (Добрецов и др. 1966, 1970), Г. Винклера (1969), В. А. Глебовицкого и др. (1971), а также легенды «Карты метаморфических поясов Мира» (Zwart and ath., 1967).

Упомянутые схемы фаций различаются в основном номенклатурой и положением границ некоторых подразделений и достаточно широко освещены в литературе. Особенностью схемы фаций Н. Л. Добрецова, В. С. Соболева и др. (1970) является четкое подразделение метаморфических фаций по давлению на группы (серии) А — низких, В — средних, С — высоких и Д — сверхвысоких давлений. Первая группа фаций, отвечающая контактовому метаморфизму, отличается от подобного подразделения схемы Ф. Тернера (1961) лишь тем, что к ней добавлена фация гидротермалитов, а санидинитовая фация переименована на спуррит-мервинитовую. Вторая группа фаций (В), отвечающая «нормальному» региональному метаморфизму, соответствует фациальной серии андалузит-силлиманитового типа по А. Мияширо (1961) и не имеет аналогов в схеме Ф. Тернера. Эквивалентами гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций в ней являются соответственно фации двупироксеновых и силлиманит-биотитовых гнейсов и андалузит-мусковитовых сланцев; кроме того, сохраняются зеленосланцевая и цеолитовая фации. Группа С объединяет фациальные серии кианит-силлиманитового и жадеит-глаукофанового типов (по Мияширо) и включает фации: эклогитовую, дистеновых гнейсов и амфиболитов, дистен-мусковитовых и жадеит-лавсонит-глаукофановых сланцев. Группа фаций сверхвысоких давлений (Д), свойственная мантии, охватывает коэсситовую фазию, а также фации гроспидитовых и алмазонасных эклогитов.

Схема Г. Винклера (1969) по построению и номенклатуре ближе к схеме Ф. Тернера (1961): в нее входит фациальная серия андалузит-силлиманитового типа. Однако она принципиально отличается от этой и других рассмотренных выше схем выделением гранулитовой и эклогитовой фаций в особую группу, а также специальной группой фаций метаморфизма погружения, как продолжения диагенеза. В пределах последней, для условий средних давлений нагрузки, намечены цеолитовая и пумпеллит-пренит-кварцевая, а высоких давлений нагрузки — лавсонит-глаукофановая и лавсонит-альбитовая фации.

Схема фаций В. А. Глебовицкого и др. (1971) также представляет собой попытку совмещения фациального и формационного принципов. В связи с этим классические зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая фации разделены линией устойчивости дистена (кианита) по давлению на две части, а гранулитовая в соответствии с фациями глубинности по А. А. Маракушеву (1965), даже на три части: низких, умеренных и высоких давлений. Цеолитовая, пумпеллит-пренитовая, глаукофан-слан-

Имеются и другие подходы к фациально-формационному анализу метаморфических комплексов, в частности, «геохимический» А. А. Маракушева (1965) и «структурно-тектонический» Б. Я. Хоревой (1966). Однако они больше касаются общих геологических условий проявления метаморфизма и подробнее будут рассмотрены в соответствующих разделах работы.

Таким образом, концепция метаморфических фаций непрерывно развивается и совершенствуется, чему в значительной степени способствует внедрение в фациальный анализ формационного принципа. Вместе с тем, некоторые стороны ее остаются недостаточно разработанными, о чем свидетельствует различие подходов к формационно-фациальному анализу метаморфических комплексов и отсутствие единой общепризнанной схемы фаций. Не совсем ясны еще, в частности, факторы, определяющие проявление того или иного типа метаморфизма, причины изменения их во времени и пространстве, зависимость от особенностей геологического развития подвижных зон земной коры и др.. Создание единой схемы фаций, по нашему мнению, должно осуществляться не путем дальнейшего ее усложнения с введением новых фациальных серий, а, наоборот, путем выделения групповых фаций, определяющихся широкими полями температур и давлений. Условия формирования конкретных природных метаморфических фациальных серий и комплексов можно отразить линиями или полями градиентов термодинамических параметров, как это сделано на схеме А. Хитанен. Более подробно подразделять фации целесообразно в соответствии с принципами петрогенической решетки Коржинского — Боуэна, с выделением субфаций по температуре и давлению. Довольно удачна в этом отношении схема фаций В. А. Глебовицкого и др. (1971). При разработке единой схемы особое внимание следует уделить также унификации и номенклатуре подразделений.

ДОКЕМБРИЙСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Докембрийский метаморфический комплекс обнажается в юго-западных отрогах Гиссарского хребта (хр. Байсунтау и Сусызтау), сложен разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами с подчиненными амфиболитами и мраморами. Подробная геолого-петрографическая характеристика этого комплекса дана нами в 1965—1972 гг. в ряде работ. Его строение, петрографический состав и условия формирования освещались О. А. Шнипом (1966), В. А. Хохловым (1970), Л. Н. Бельковой и др. (1972), В. Е. Головиным (1973), поэтому здесь основное внимание мы уделим особенностям и условиям его метаморфизма.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА

Общие сведения

Касаясь общих вопросов геологии комплекса, прежде всего необходимо отметить, что он имеет докембрийский, вероятно, протерозойский возраст и составляет кристаллический фундамент древнего Гиссарского (или Байсунского) срединного массива. Существующие разногласия обусловлены в основном различной трактовкой вопросов возраста консолидации и структурно-тектонической позиции этого массива.

Многие исследователи (И. М. Мирходжаев, В. А. Хохлов, В. Е. Головин, Д. А. Рубанов, Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев и др.) относят его

к области докембрийской консолидации и даже рассматривают как один из тектонических блоков — выступов Русской платформы (Ахмеджанов, Борисов, 1968, 1972, 1973). Нами в 1967 г. было высказано представление о том, что рассматриваемый комплекс составляет складчато-метаморфическое основание раннепалеозойской геосинклинали Юго-Западного Гиссара, а кристаллический фундамент этого массива представляет собой глубоко эродированную корневую часть каледонской области завершенной складчатости (Покровский, 1969, 1970 и др.). При этом отмечалось, что Гиссарский срединный массив является одним из блоков древних складчатых сооружений обширной Каракумо-Таджикской зоны, по строению и составу подобной Северному Тянь-Шаню, которая в герцинском цикле играла роль южного субплатформенного обрамления геосинклинального пояса Южного Тянь-Шаня, а к настоящему времени погребена под молодыми отложениями Таджикской депрессии и пустыни Каракумы. Основанием для такого суждения послужили результаты общего структурно-формационного анализа геологических образований региона, а также полученные нами данные о том, что главную роль в формировании докембрийского комплекса сыграли раннекаледонский (450—480 млн. лет) и позднекаледонский (360—415 млн. лет) этапы метаморфизма, обусловившие его характерный петрографический облик и тектоническую структуру.

К сожалению, идея о каледонском возрасте главных этапов метаморфизма докембрийского комплекса и консолидации кристаллического фундамента в целом тогда не получила широкого признания. В качестве главного возражения выдвигалось традиционное, но не обоснованное представление о том, что в раннем палеозое территория юго-западных отрогов Гиссарского хребта представляла собой консолидированную сушу, что мотивировалось отсутствием здесь нижнепалеозойских геосинклинальных отложений. В то время мы предполагали, что в связи со спецификой тектонических движений эти отложения в районе полностью смыты и эрозионный срез дошел до докембрийского комплекса — основания раннепалеозойского геосинклинального прогиба. Однако дальнейшие исследования внесли в этот вопрос существенные коррективы. Как отмечалось выше, в филлитовых и углистых сланцах метаморфических толщ хр. Сурхантау и северной части хр. Байсунтау, относившихся ранее к докембрию, в 1970 г. были найдены акритархии и микрофитофоссилии нижнего и среднего кембрия (Безуглов, Кислицын, Кондаков, 1972). Этот факт не только дополнительно подтвердил наше представление о структурно-тектонической позиции Юго-Западного Гиссара, но и раскрыл новые возможности для правильного понимания геологической истории региона. Кроме того, уточнен объем и строение докембрийского комплекса, а также взаимоотношения его с более молодыми образованиями. В частности, метаморфические толщи хр. Сурхантау и северной части Байсунтау (басс. рек Новдия-Рупат и правобережье Хандизы), в которых найдены упоминавшиеся органические остатки, были отнесены к нижнему палеозою. По аналогии с ними подобный же возраст условно принят нами и для метаморфических толщ южной части хр. Байсунтау (айлянгарская свита) и северной части хр. Сусызтау. Таким образом, вся верхняя метаморфическая серия и некоторые участки пород нижней серии (северные части хр. Байсунтау и Сусызтау) докембрийского комплекса переведены в нижнепалеозойский комплекс. На современном этапе исследований к нижнепалеозойскому комплексу мы относим существенную часть метаморфических толщ Юго-Западного Гиссара, особенности пространственного размещения которых определяются каледонской тек-

тонической структурой фундамента Гиссарского срединного массива (рис. 1). Докембрийский метаморфический комплекс включает породы лишь своей бывшей нижней кристаллической серии, обнажающиеся в хр. Байсунтау и Чакчарских горах. Напомним, что между нижней и верхней сериями ранее (С. К. Овчинниковым и А. Т. Тарасенко) отмечалось угловое несогласие. В связи с отнесением верхней серии к нижнему палеозою, оно стало определять соотношения этих двух метаморфических комплексов и приобрело значение границы между докембрийским (байкальским) и каледонским структурными этажами.

Следует обратить внимание и на еще одно обстоятельство. В 1962—1967 гг. мы и В. А. Хохлов неоднократно отмечали, что докембрийский метаморфический комплекс развит исключительно в пределах Юго-Западного Гиссара и не обнажается в Южно-Гиссарской зоне. Однако некоторые исследователи (Д. А. Рубанов и др.) не разделяли этого мнения и относили отдельные выходы метаморфических пород (басс. р. Урах среднее течение р. Туполанг и др.) Южного Гиссара к докембрию. Нами дополнительно изучены все эти выходы и во всех случаях установлена принадлежность их к нижнепалеозойскому комплексу. В связи с этим можно утверждать, что докембрийский метаморфический комплекс специфичен для кристаллического фундамента Гиссарского срединного массива, а в смежной Южно-Гиссарской герцинской зоне выходы его отсутствуют. Роль древнего фундамента в этой подзоне играют метаморфические комплексы каледонского структурного этажа.

Тектоническая структура комплекса

Особенности складчатых деформаций и общая тектоническая структура докембрийского комплекса выявлены в 1962—1967 гг. в результате работ А. В. Покровского, В. А. Хохлова, частично В. Е. Головина и достаточно подробно ими охарактеризованы. Здесь приводится лишь краткое описание главнейших складчатых структур, необходимое для понимания возраста и последовательности их формирования, а также соотношений складчатых деформаций с метаморфическими процессами.

Как показали проведенные исследования, ведущую роль среди них играют крупные субширотные брахиантиклинальные и куполообразные структуры, которые сочленяются друг с другом значительно меньшими по размерам узкими сильно сжатыми брахисинклиналями или сложными зонами, смятия, а иногда непосредственно притыкаются по разломам (рис. 1). Эта особенность общей тектонической структуры, в общих чертах отмеченная еще в 1942 г. Е. М. Головиным, имеет важное значение, так как характерна для суперкрупных толщ многих других регионов (Николаев и др. 1957; Судовиков и др. 1970; и др.), и, видимо, отражает специфику складчатых деформаций подобных образований.

Кроме крупных брахиантиклиналей и брахисинклиналей, которые можно отнести к складчатым структурам I порядка, в пределах докембрийского метаморфического комплекса широко развиты более мелкие складки II, III и более высоких порядков вплоть до плейчатости, последовательно осложняющие друг друга.

Наиболее крупная структура I порядка — Бахчинская брахиантиклиналь северной части хр. Байсунтау. Западным ее продолжением служит Харкушская антиклиналь в хр. Сусызтау. Брахиантиклиналь

ориентирована в субширотном (запад-северо-западном) направлении с простираением шарнира почти вдоль русла р. Сангардак от одноименного селения до северной оконечности хр. Сусызтау с погружением к западу под углом $10-15^\circ$. На западе эта структура скрывается под мезозойскими отложениями, а на востоке срезается Байсунтауским альпийским надвигом. Ее северо-восточное крыло (аз. пад. $340-320^\circ < 25-40^\circ$) на севере трансгрессивно перекрывается нижнекарбонowymi вулканогенно-осадочными отложениями чехла Гиссарского срединного массива, а к северо-западу путем постепенных изменений элементов залегания в окрестностях сел. Бахча непосредственно переходит в более крутопадающее юго-западное крыло (аз. пад. $270-195^\circ < 35-60^\circ$) структуры. В бассейнах рек Микьян, Палгарь и Караташ это крыло осложнено серией опрокинутых на северо-восток крупных изоклинальных складок II порядка с размахом крыльев до $250-300$ м. Они в свою очередь осложнены многочисленными более мелкими складками последующих порядков и нередко нарушены вдоль осевых поверхностей разрывами с образованием чешуйчатых надвигов. В размытом ядре и, частично, в крыльях Бахчинской брахиантиклинали, по нашим данным, широко развиты различные мигматиты, а также мелкие согласные и секущие тела реоморфических анатектитов и палингенных лейкократовых гранитов позднекаледонского интрузивного комплекса. Ядро этой структуры нарушено многочисленными палеозойскими разломами, к которым приурочены Ширтский массив и множество даек нижнекарбонových гранит-порфиров и кварцевых порфиров.

Диймалекская брахиантиклиналь располагается в средней части хр. Байсунтау. Западная часть ее также скрывается под мезозойскими отложениями, а восточная срезается упоминавшимся альпийским надвигом. Она представляет собой довольно отчетливо выраженный купол, несколько вытянутый в субширотном (запад-северо-западном) направлении, с погружением шарнира по обе стороны под углом $20-25^\circ$. Северо-западное крыло этой структуры (аз. пад. с запада на восток $290-340-10^\circ < 30-45^\circ$) на правобережье р. Ходжа-Бузбарак посредством узкой ($450-500$ м), интенсивно перемятой и изорванной трогообразной зоны синклинального перегиба сочленяется с юго-западным крылом Бахчинской брахиантиклинали (аз. пад. здесь $220-190-170^\circ < 25-40^\circ$). Юго-восточное крыло на правобережье р. Айлянгар непосредственно переходит в северо-восточное крыло Шатутской брахисинклинали, сложенной образованиями нижнепалеозойского комплекса¹. Оба крыла при постепенном изменении элементов залегания, перейдя через параллель на западе и востоке, непосредственно сочленяются друг с другом, обрисовывая грубоцентрическое расположение пластов пород. Наиболее отчетливо оно прослеживается по толще амфиболитов верхней части разреза докембрийского комплекса, облекающей рассматриваемый купол, что особенно хорошо видно в южной, менее нарушенной его части. Отметим, что обнажающийся на левобережье р. Айлянгар выход гранитизированных амфиболитов, который некоторые исследователи (Е. М. Головин, Г. С. Чикрызов, С. К. Овчинников, И. М. Исамухамедов, П. Д. Купченко, Д. А. Рубанов и др.) ошибочно принимали за интрузивный массив гнейс-тоналитов или кварцевых диоритов, в действительности представляет собой вскрывшийся в эрозион-

¹ Некоторые исследователи (В. А. Хохлов и др.) в бассейне р. Айлянгар выделяют одноименную брахиантиклиналь; но нашими наблюдениями существование ее не подтверждается (П. А.)

ном окне среди кварц-мусковитовых сланцев фрагмент отпрепарированной кровли этой толщи, взрезанной лишь на небольшую глубину узкими каньонами боковых притоков р. Айлянгар. Поверхность кровли амфиболитов бронирует здесь склон сая и особенно наглядно демонстрирует положение в пространстве и дугообразную конфигурацию южного сектора Диймалекского купола как в плане, так и в вертикальном разрезе (рис. 1). Реконструкция положения амфиболитовой толщи по сохранившимся останцам в бассейне р. Ходжа-Бузбарак приводит к выводу о подобном же строении и северной, более эродированной и нарушенной части купола.

Основа структуры Диймалекского купола всецело определялась характером деформации амфиболитовой толщи, которая, видимо в силу значительной жесткости, реагировала на тектонические напряжения образованием крупной пологой, почти сферической складки большого радиуса кривизны и разрывами. В перекрывающих и особенно подстилающих амфиболиты гнейсах и сланцах она осложняется многочисленными складками II, III и более высоких порядков, нередко весьма сложной конфигурации. Особенно широко они развиты вблизи подошвы и кровли толщи амфиболитов. К ядру и присводовой части Диймалекской структуры приурочены небольшие тела раннекаледонских палингенных лейкократовых гранитов и других продуктов ультраметаморфизма, но их меньше по сравнению с Бахчинской брахиантиклиналью, что можно объяснить более высоким уровнем ее эрозионного среза. В заключение следует отметить широкое развитие в пределах Диймалекского купола различных по масштабам герцинских и особенно альпийских разломов, разбивших его на несколько неправильных блоков, перемещенных относительно друг друга.

В хр. Сусызтау наиболее крупной складчатой структурой I порядка докембрийского комплекса является Уруклинская брахиантиклиналь, сложенная породами верхней части палгарьской свиты. Она представляет собой крупную субширотную (запад-северо-западную) брахиантиклиналь, обнажающуюся в основном в своей замковой части и расчлененную молодыми разломами на несколько тектонических блоков (рис. 1). В участке периклиналильного замыкания ее северо-восточное крыло (аз. пад. $310-290^\circ < 20-25^\circ$), постепенно изменяя элементы залегания в западном направлении до $240-220^\circ$, сочленяется с юго-восточным крылом структуры (аз. пад. $190-170-140^\circ < 25-30^\circ$). Однако в центральном и особенно восточном блоках эта брахиантиклиналь несколько сжата и опрокинута на северо-восток, отчего оба ее крыла в южных румбах приобретают одинаковое падение. Шарнир складки простирается по азимуту $250-270^\circ$ и погружается к западу под углом $15-20^\circ$. Она также осложнена многочисленными, более мелкими складками различного характера и порядка, а ядро ее прорвано согласными и секущими телами раннекаледонских реоморфических анатектитов и палингенных лейкократовых гранитов, а также жилами пегматитов.

Кызылсайская брахиантиклиналь расположена несколько севернее, в средней части хр. Сусызтау. Она примыкает к Уруклинской структуре по разлому и представляет собой смещенную вдоль него к северо-западу восточную часть единой Уруклы-Кызылсайской куполообразной структуры, весьма сходной с Диймалекской. К ее ядру также приурочены тела раннекаледонских реоморфических анатектитов и палингенных гранитов.

Синклиналильные структуры I порядка в пределах докембрийского комплекса имеют подчиненное развитие и фактически представляют собой интенсивно нарушенные разломами сложные зоны смятия.

Наиболее крупная из них — Ходжа-Бузбаракская брахисинклиналь, разделяющая Бахчинскую и Диймалекскую брахиантиклинали.

Складки II порядка обычно имеют асимметричное, нередко сложное строение и в размахе крыльев колеблются от 10—15 до 250—300 м при довольно значительной протяженности. Однако даже самые крупные из них, как правило, не имеют самостоятельного значения, а осложняют складчатые структуры I порядка. Причем, падение длинных крыльев совпадает с падением крыльев основной структуры в данных участках. Это позволяет рассматривать данные структуры как крупные складки волочения, что подтверждается постепенным затуханием их амплитуд к сводам брахиантиклиналей, а также сохранением мощностей деформируемых пластов.

Более мелкие складки с размахом крыльев от нескольких сантиметров до 3—5 м особенно широко развиты в нижней части докембрийской толщи. Среди них резко преобладают складки волочения нескольких порядков, последовательно осложняющие друг друга, и более крупные пликативные структуры. Для них также характерны асимметричность строения и параллелизм шарниров с шарнирами главных складок. Другой не менее важной их особенностью является параллелизм шарниров с линейными текстурами пород, что свидетельствует об образовании этих складок в результате ламинарного скольжения вещества в слоях с вращением вокруг осей, перпендикулярных к направлению движений. Это подтверждается нередко наблюдающимся «S»-образным или спиралевидным расположением включений в порфиробластах граната и кварц-полевошпатовых «глазках» очковых гнейсов. Складки других генетических типов среди них встречаются реже.

В ядрах брахиантиклиналей, на участках интенсивной гранитизации среди наиболее пластичных мигматизированных гнейсов и анатектитов довольно широко развиты разнообразные складки течения. Они характеризуются весьма сложной конфигурацией, отсутствием какой-либо закономерности в строении и расположении, а также резкими изменениями мощностей слоев, подвергавшихся деформации. Эти особенности свидетельствуют об образовании их в результате дифференцированного пластического течения всей массы пород, по-видимому, в состоянии механического плавления (Летников, 1972).

В верхней части докембрийской толщи, в области кластических деформаций и блоковых перемещений, также встречены простые складки изгиба различной амплитуды, а на некоторых участках — единичные небольшие складки скольжения, возникшие в результате поперечного к напластованию перемещения материала слоев по серии сближенных субпараллельных трещин разрыва.

Кратко остановимся на других структурных формах, связанных со складкообразованием.

При определении роли пород различной пластичности в складкообразовании особый интерес представляют будинаж-структуры, широко развитые в докембрийском комплексе. Они возникли при деформации неоднородных по физико-механическим свойствам пачек пород различного литолого-петрографического состава в результате разрыва сравнительно жестких пластов амфиболитов, песчаников и других пород, с раздвиганием отдельных блоков (будин) и заполнением межбудинных пространств втеками более пластичных вмещающих гнейсов или анатектических расплавов. Наиболее часто эти структуры возникали в ядерных частях брахиантиклиналей, где вследствие развития процессов гранитизации и ультраметаморфизма различия в степени пластичности пород проявлялись особенно резко. По классификации

Г. А. Тохтуева (1968), среди них можно выделить два основных генетических типа будинаж-структур: складчатых тектонических и ультраметаморфических.

Будинаж-структуры первого типа представлены в основном блоково-глыбовыми разностями и развиты преимущественно в крыльях и сводах брахиантиклиналей, а второго типа — линзовидными и агматовыми разностями с мигматитовым, анатектитовым межбудиным заполнением, часто встречающимся в их ядерных частях, где наиболее интенсивно проявлялись процессы ультраметаморфизма. Оба типа будинаж-структур тесно связаны с растяжением и тектоническим разлинзованием компетентных пластов при складкообразовании. Причем, образование будинаж-структур ультраметаморфического типа можно рассматривать как результат промежуточного вида деформаций между складчатой и разрывной формами.

Как видно из вышеизложенного, ведущую роль в формировании складчатых структур докембрийского метаморфического комплекса играли относительно пластичные гнейсы и сланцы, особенно гранитизированные и мигматизированные их разности. Более жесткие (компетентные) амфиболиты, песчаники и реже кварциты оказывали сдерживающее воздействие, образуя сглаженные в крыльях пологие складки значительно большего радиуса кривизны. Довольно часто они реагировали на складчатые деформации, также разрывали сплошности пород с образованием будинаж-структур.

Отмеченные выше особенности различных складок, в частности параллелизм их шарниров с линейно-плоскостными текстурами метаморфических пород комплекса, находятся в соответствии с имеющимися данными (Белоусов, 1954; Крылова, 1967; Николаев и др., 1957; Судовиков, 1964; и др.) о формировании подобных структур в результате ламинарного скольжения материала пластов, подвергавшихся деформации. Установлено, что возникновение складок II порядка обусловлено дифференциальными движениями пластов в пределах довольно мощных пачек пород, слагающих крылья крупных брахиантиклиналей, а осложняющих их более мелких — внутри отдельных пластов и более тонких прослоев. Поэтому большинство их следует рассматривать как складки волочения нескольких порядков, последовательно осложняющих друг друга. Преемственность развития и закономерное расположение этих складок в крыльях главных складчатых структур и другие признаки убеждают в том, что все они образовались в результате единого процесса деформаций, обусловившего брахискладчатость докембрийской толщи. Особенности морфологии и пространственного размещения складок, а также отмеченная выше специфика взаимоотношений брахиструктур I порядка приводят к выводу, что в основе этого процесса лежали радиальные, направленные вертикально вверх, тектонические движения. Об этом же свидетельствует и почти сферическая форма Диймалекского купола.

Таким образом, на примере докембрийского комплекса подтверждаются современные представления (В. В. Белоусов, В. И. Попов, Е. И. Ханн, Э. Хаарман, Р. Беммелен и др.) о том, что складкообразование в глубинных зонах земной коры обусловлено в основном не тангенциальными, а радиальными тектоническими движениями.

Касаясь вопроса о времени формирования крупных брахиструктур и осложняющих более мелких складчатых форм, можно подчеркнуть, что их каледонский возраст не вызывает сомнений. Об этом свидетельствует то, что в строении брахиантиклиналей и особенно сопряженных с ними синклиналей I порядка участвуют и нижнепале-

озойские отложения. Кроме того, к их ядрам и сводам пространственно и структурно приурочены ранне- и позднекаледонские интрузии палингенных гранитоидов, которые в свою очередь пересекаются discordантными дайками нижекарбонных субвулканических кварцевых порфиров (Покровский, 1965, 1967, 1970 и др.).

Структурно-тектонический анализ древнего кристаллического фундамента, а также изучение возрастных соотношений различных продуктов метаморфизма и ультраметаморфизма со складчатыми деформациями позволили дифференцировать брахиструктуры по возрасту и определить последовательность их формирования. Установлено, что Диймалекский купол и Уруклы-Кызылсайская брахиантиклиналь представляют собой отдельные блоки единого субширотного гранито-гнейсового вала, являющегося корневой частью раннекаледонского внутреннего интрагеоантиклинального поднятия раннепалеозойской геосинклинали Байсунской подзоны. Расположенные севернее от него Харкуш-Бахчинская и южнее — Гуматакская брахиантиклинали — более поздние (позднекаледонские) периферические антиклинальные поднятия. К внутреннему поднятию пространственно и структурно приурочены раннекаледонские интрузии палингенных гранитоидов, а также другие продукты ультраметаморфизма и метаморфизма раннекаледонского этапа метаморфизма докембрийского комплекса, с абсолютным возрастом 450—480 млн. лет. К поздним антиклинальным поднятиям соответственно приурочены позднекаледонские продукты метаморфизма и ультраметаморфизма, включая палингенные гранитоиды с абсолютным возрастом 360—430 млн. лет, отвечающим силуру-девону.

К соотношениям разновозрастных продуктов метаморфизма со складчатыми деформациями мы еще вернемся. Здесь лишь отметим, что в целом достаточно отчетливо вырисовывается общая антиклинориевая тектоническая структура кристаллического фундамента Гиссарского (Байсунского) срединного массива (рис. 1). На данном эрозионном срезе докембрийский метаморфический комплекс полностью составляет корневую часть раннекаледонской интрагеоантиклинали и наиболее вскрытые участки северного (Харкуш-Бахчинского) позднекаледонского периферического поднятия. Именно этим определяется распределение продуктов раннекаледонского и позднекаледонского этапов метаморфизма в пределах докембрийского комплекса.

К схеме расчленения докембрийского комплекса

Стратиграфическое и литолого-петрографическое расчленение докембрийского комплекса — все еще одна из важных проблем геологии Южного Узбекистана. В свое время нами и группой В. А. Хохлова для этого комплекса были предложены две схемы расчленения. Обе они предусматривали подразделение его на две серии: нижнюю — кристаллическую и верхнюю — метаморфическую. Однако в вопросе об объеме серий и более детальном их членении имелись существенные расхождения.

По схеме В. А. Хохлова и др., докембрийский комплекс расчленен на 23 литолого-петрографические пачки (подсветы), сгруппированные в 6 свит. В нижней серии выделены караташская (4500 м), диймалекская (3500 м), уруклинская (1670 м) и аучинская (1700 м), а в верхней, охватывающей метаморфическую толщу хр. Сурхантау, — маляндская (1100 м) и хондизинская (1700 м) свиты. По представлениям авторов,

все эти свиты в указанной последовательности залегают друг на друге и составляют единый разрез докембрийского комплекса общей мощностью более 14 км. Эта схема была использована при геологическом картировании одного из районов Юго-Западного Гиссара (Велитченко и др., 1965).

Мы отметили существенные недостатки этой схемы, обусловившие значительное завышение суммарной мощности разреза комплекса, и в 1967 г. предложили более простую схему его расчленения. При этом верхняя серия, к которой относились метаморфические толщи хр. Сурхантау и южной части хр. Байсунтау, условно объединена в одну айлянгарскую свиту (2000—2500 м). Нижняя, охватывавшая остальные выходы докембрия в Байсунтау и Сусызтау, подразделялась на две свиты — палгарскую и диймалекскую; первая объединяла различные гнейсы нижней части разреза докембрийского комплекса (4650 м), а вторая — вышележащую толщу ортоамфиболитов (800—1000 м). В связи с монотонностью разрезов и недостаточным количеством надежных маркирующих горизонтов, более дробное подразделение всех этих свит не предусматривалось. Мощность нижней кристаллической серии, по нашим данным, оценивалась в 5,5 км, а докембрийского комплекса в целом — около 8 км.

Сопоставление этих двух схем показывает, что палгарская свита является аналогом караташской как по составу и положению, так и по объему. Выделенная нами диймалекская свита имеет значительно меньшую мощность, чем свита из схемы В. А. Хохлова, поскольку последняя охватывает и метаморфическую толщу междуречья Айлянгар—Шатут, отнесенную нами к верхней серии комплекса. Выделенные В. А. Хохловым и другими в хр. Сусызтау уруклинская и аугинская свиты, по нашим данным, не имеют самостоятельного значения и по положению соответствуют средней и верхней части разреза палгарской (караташской) свиты докембрийского комплекса Байсунтау. Это подтверждается, в частности, установленным нами в 1968 г. в верховьях Тортмогысай (Сусызтау) перекрыванием гнейсов и кристаллических сланцев, отнесенных В. А. Хохловым к аугинской свите, ортоамфиболитами диймалекской свиты.

Собственно докембрийский комплекс сейчас представляет его бывшая нижняя кристаллическая серия. Разногласия в отношении ее расчленения, как мы видели, в основном заключаются в различной трактовке положения в разрезе комплекса метаморфических толщ хр. Сусызтау и междуречья Айлянгар—Шатут. Для выяснения этого вопроса был собран дополнительный материал. Оказалось, что метаморфическая толща междуречья Айлянгара—Шатута хорошо сопоставляется по целому ряду признаков с нижнепалеозойскими образованиями (рис. 33). Пересмотрены также имевшиеся разрезы докембрийского комплекса и составлено несколько новых разрезов, которые скоррелированы между собой с учетом полученных данных о тектонической структуре и особенностях метаморфизма докембрийского комплекса. В качестве маркирующих главным образом использовались горизонты амфиболитов и мраморов. Важную роль при сбивке разрезов докембрийской толщи хр. Сусызтау с разрезами подобной же толщи хр. Байсунтау сыграл останец ортоамфиболитов диймалекской свиты, обнаруженный нами в верховьях Тортмогысай, на левобережье р. Кызылсай (рис. 5, разрез VII). На уточненной схеме корреляции разрезов докембрийского комплекса отчетливо видно, что метаморфические толщи хр. Сусызтау составляют в основном отдельные секции разреза палгарской свиты.

В последнее время И. М. Мирходжаевым, В. Е. Головиным и В. А. Хохловым предложена новая более дробная схема расчленения докембрийского комплекса (Головин, 1973). От прежней схемы В. А. Хохлова она в основном отличается тем, что в нижней (Байсунтауской) его серии диймалекская свита подразделена на ходжабузбаракскую, айлянгарскую и шатутскую свиты, а отложения уруклинской и аучинской свит хр. Сусызтау отнесены к шатутской. Кроме того, в основании верхней (Сурхантауской) серии дополнительно выделена малянгурская свита. Приведенные недостатки выше в значительной степени свойственны и этой схеме, в связи с чем подробнее ее мы не рассматриваем.

Таким образом, проведенные исследования подтвердили предложенную нами ранее схему расчленения докембрийского комплекса, с той лишь разницей, что его верхняя метаморфическая серия сейчас относится к нижнему палеозою. Собственно докембрийский комплекс мы считаем целесообразным и достаточно обоснованным расчленять на две свиты — палгарьскую и диймалекскую.

Палгарьская свита наиболее распространена и охватывает нижнюю, преимущественно терригенную часть разреза докембрийского комплекса. Она сложена разнообразными (гранат-кордиеритовыми, кордиерит-силлиманитовыми, силлиманит-биотитовыми, гранат-биотитовыми и др.) глиноземистыми гнейсами и кристаллическими сланцами и реже песчаниками с подчиненными прослоями амфиболитов и мраморов. В пределах брахиантиклиналей все они в той или иной степени претерпели наложенную гранитизацию и кислотное выщелачивание и нередко ассоциируют с различными мигматитами, палингенными гранитами и другими продуктами ультраметаморфизма. Несмотря на интенсивный метаморфизм в толще местами сохранились элементы ритмичного строения, что позволяет относить исходные древние отложения к флишоидной карбонатно-песчано-сланцевой формации. Отсутствие в ней грубообломочных осадков и признаков каких-либо несогласий или перемыва материала свидетельствует о накоплении ее в открытом морском бассейне в удалении от прибрежной зоны в относительно спокойной тектонической обстановке.

В современном виде палгарьская свита характеризуется частым чередованием различных по составу пород (рис. 5), нередко сменяющихся по простиранию в связи с изменениями условий метаморфизма. Поэтому более дробное ее подразделение носило бы искусственный характер и не имело практического значения из-за невозможности картирования отдельных пачек пород без детального их изучения. Вот почему предложенное В. А. Хохловым (1967, 1970) расчленение ее на пять подсвит представляется нам весьма сомнительным. В лучшем случае эту свиту можно подразделить на две подсвиты — нижнюю (1200 м) и верхнюю (3250 м), условной границей между которыми может служить хорошо картирующийся горизонт (10—30 м) белых кристаллических мраморов (рис. 5). Первая подсвита характеризуется терригенным составом, а вторая — появлением отдельных прослоев ортоамфиболитов, свидетельствующих о ее вулканогенно-осадочном характере.

Максимальная мощность палгарьской свиты, подсчитанная по уточненной схеме корреляций разрезов, составляет 4450 м. Однако это не полная ее мощность, так как низы докембрийской толщи на данном эрозионном срезе не обнажаются.

Диймалекская свита распространена значительно меньше и сохранилась преимущественно в виде разнообразных небольших тектонических блоков и останцов. Однако в южной части хр. Байсунтау

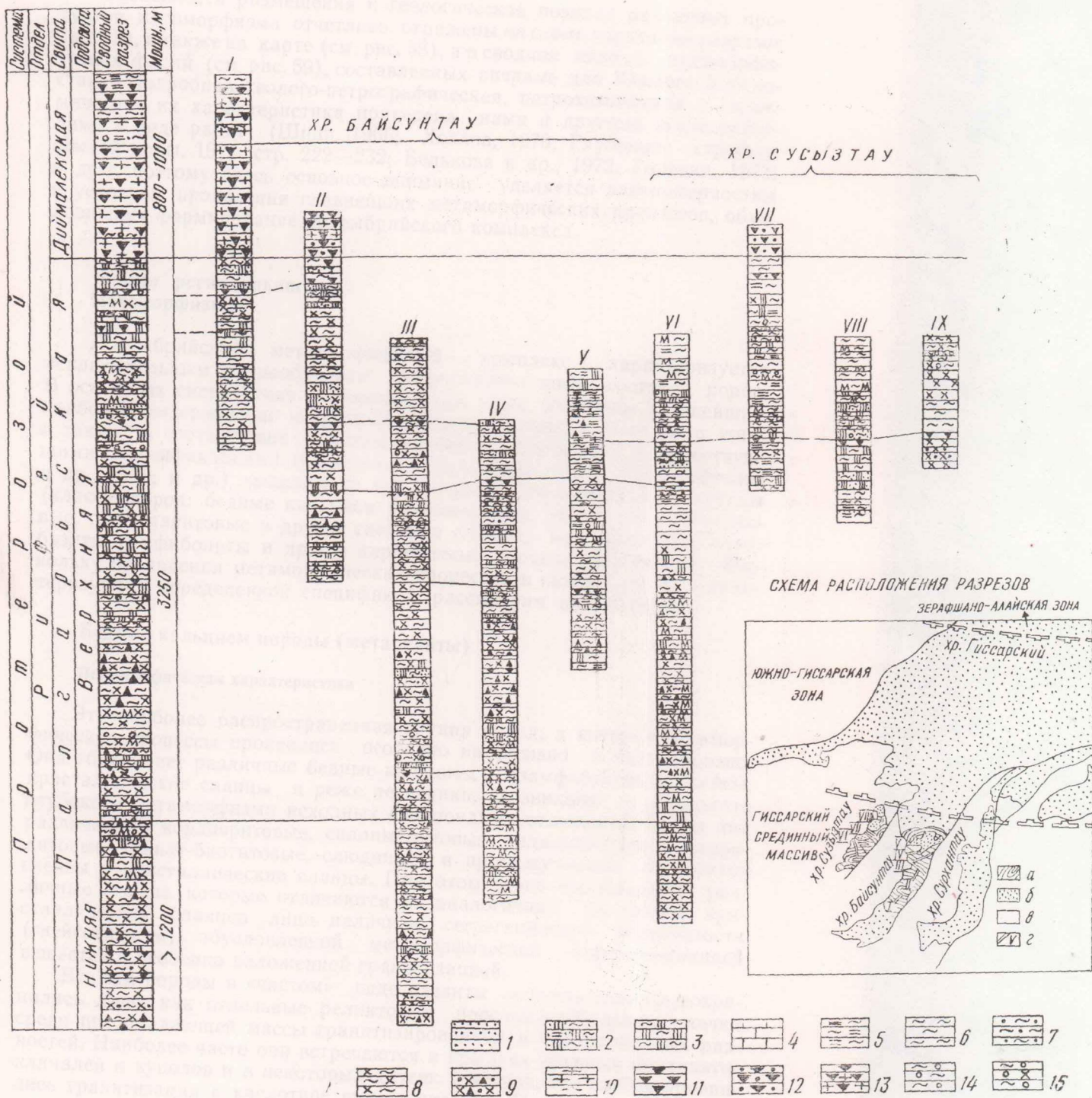


Рис. 5. Схема корреляции разрезов докембрийского метаморфического комплекса. Составил А. В. Покровский.

Разрезы: I—по правобережью р. Диймалек (составил А. В. Покровский); II—по правобережью р. Ходжабузбарак (составил А. В. Покровский); III по р. Карташ (составил С. Я. Липидус и др., 1958, с уточнением А. В. Покровского и В. А. Хохлова); IV—по водоразделу рек Палгарь и Микьян (составил В. А. Хохлов, Л. П. Булича, А. В. Покровский); V—по правобережью р. Сангардак (составил В. А. Хохлов, 1967); VI—по р. Уруклы (составил В. Е. Головин); VII—по левобережью р. Кизылсай (составил А. В. Покровский); VIII—по Тортмоглысаю (составил В. Е. Головин); IX—в верховьях р. Сангардак (составил В. Е. Головин). 1—песчаники, 2—сланцеватые песчаники, 3—окварцованные гнейсы и метакварциты, 4—мраморы, 5—двусланцеватые гнейсы и сланцы, 6—биотитовые плагногнейсы и сланцы, 7—гранат-биотитовые гнейсы, 8—силлиманит-биотитовые гнейсы, 9—гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы (киншигиты), 10—гранито-гнейсы, 11—роговообманковые гнейсы и амфиболиты, 12—гранатовые амфиболиты, 13—тоналитогнейсы, 14—фельдшпатовые порфиробластические породы, 15—мигматиты.

К схеме расположения разрезов: а—докембрийский метаморфический комплекс, б—допалеозойские образования, в—мезо-кайнозойские отложения, г—номер разреза.

Особенности размещения и геологическая позиция различных продуктов метаморфизма отчетливо отражены на схеме корреляции разрезов (рис. 5), а также на карте (см. рис. 58), и в сводной колонке метаморфических фаций (см. рис. 59), составленных впервые для Южного Узбекистана. Подробная геолого-петрографическая, петрохимическая и геохимическая их характеристика приведена нами и другими исследователями в ряде работ (Шнип, 1966; Хохлов, 1970; Глубинное строение земной коры, 1971, стр. 222—232; Белькова и др., 1972; Головин, 1973; и др.), поэтому здесь основное внимание уделяется закономерностям и условиям проявления главнейших метаморфических процессов, обусловивших формирование докембрийского комплекса.

Фации регионального метаморфизма

Докембрийский метаморфический комплекс характеризуется исключительным разнообразием петрографического состава пород. В основу их систематики и номенклатуры нами положены главнейшие, наиболее выдержанные петрохимические особенности. В связи с этим, а также в соответствии с установившейся традицией и существующими классификациями (Семененко, 1963; Маракушев, 1965; Добрецов и др., 1970; и др.) выделяются три главные петрохимические группы (класса) пород: бедные кальцием глиноземистые метапелиты (биотитовые, силлиманитовые и другие гнейсы и сланцы), известковистые metabазиты (амфиболиты и др.) и карбонатные породы (мраморы). Поскольку проявления метаморфических процессов в каждой из них характеризуются определенной спецификой, рассмотрим их отдельно.

Бедные кальцием породы (метапелиты)

Петрографическая характеристика

Это наиболее распространенная группа пород, в которой метаморфические процессы проявились особенно интенсивно и разнообразно. Она объединяет различные бедные кальцием (безамфиболовые) гнейсы, кристаллические сланцы и реже песчаники, возникшие в результате глубокого метаморфизма исходных флишоидных отложений. Среди них различаются кордиеритовые, силлиманитовые, андалузитовые, ставролитовые, гранат-биотитовые, слюдяные и промежуточные по составу гнейсы и кристаллические сланцы. При этом резко преобладают различные гнейсы, которые отличаются от аналогичных по составу кристаллических сланцев лишь наличием сегрегационной полосчатости (гнейсоватости), обусловленной метаморфической дифференциацией вещества и особенно наложенной гранитизацией.

Все эти породы в «чистом» виде развиты незначительно и сохранились лишь как отдельные реликтовые прослои и небольшие пачки среди преобладающей массы гранитизированных и окварцованных разновидностей. Наиболее часто они встречаются в крыльях крупных брахиантиклиналей и куполов и в некоторых других участках, где слабее проявились гранитизация и кислотное выщелачивание. При этом снизу вверх по разрезам толщи повсеместно наблюдается закономерная смена наиболее высокотемпературных гранат-кордиеритовых и кордиерит-силлиманитовых гнейсов (кинцингитов) все более низкотемпературными гранат-биотитовыми и двуслюдяными кристаллическими

сланцами с андалузитом и (или) ставролитом. В связи с этим можно считать, что в своем размещении они не подчиняются каледонской тектонической структуре, а отражают первоначальную вертикальную метаморфическую зональность рассматриваемого комплекса.

По петрографическому составу среди них отчетливо различаются три преобладающие группы пород: гранат-кордиерит-силлиманитовых гнейсов (кинцититов), гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов и слюдяных кристаллосланцев (с андалузитом, гранатом, ставролитом и реже кордиеритом).

Гранат-кордиеритовые, кордиерит-силлиманитовые и силлиманит-биотитовые гнейсы (кинцититы). Это серые и темно-серые, иногда слегка зеленоватые или буроватые средне-крупнозернистые, обычно отчетливо гнейсированные породы. Довольно часто среди них встречаются и порфиробластические разновидности. Они характеризуются лепидогранобластовой и нематогранобластовой, реже фибробластовой (в существенно силлиманитовых разновидностях) микроструктурой и состоят из разновеликих (от 0,3 до 2,3 мм) ксенобластовых и гипидоморфных зерен полностью пинитизированного кордиерита (5—4,0%), олигоклаза или олигоклаз-андезина (25—40%), кварца (15—35%) и игольчатого силлиманита (фибrolита), образующего неправильные или линзовидные скопления (5—30%), ориентированные параллельно гнейсоватости (рис. 6, а). Иногда встречаются отдельные мелкие зерна граната—альмандина (до 3—5%). Акцессорные минералы представлены единичными мелкими выделениями циркона, апатита, титано-магнетита и рутила (1,5—2%). Последние иногда резко преобладают среди акцессориев, достигая половины их общего количества, что свидетельствует о повышенной титанистости пород.

Обращает на себя внимание почти полное отсутствие в этих породах сингенетичного калиевого полевого шпата, образующего равновесные ассоциации с типоморфными минералами. Во всех случаях появление его в них, по наблюдениям в шлифах, обусловлено последующими проявлениями процесса гранитизации.

В зависимости от количественных соотношений типоморфных минералов среди этих пород различаются гранат-кордиеритовые, гранат-кордиерит-силлиманитовые, силлиманит-биотитовые и другие разности. Необходимо оговориться, что неперемненными их минеральными компонентами всегда являются также биотит, плагиоклазы и кварц. Как показали проведенные исследования, все эти породы возникли в результате глубокого преобразования биотит-кварц-плагиоклазовых сланцев более раннего этапа метаморфизма. Об этом свидетельствуют скиалиты последних и реликты первоначально слагавших их минералов. Причем, кордиерит и силлиманит замещают ранний биотит и образуются в основном за счет его компонентов. Значительно реже наблюдается замещение этими минералами плагиоклазов. Реликтовый биотит претерпевает перекристаллизацию и, по-видимому, структурную перестройку, о чем свидетельствует изменение его состава и оптических свойств (см. ниже), и становится устойчивым в новых условиях. Плагиоклазы при этом преобразуются из альбит-олигоклаза (№ 10—14) в олигоклаз (№ 26—70) или олигоклаз-андезин (№ 37), что, вероятно, можно объяснить повышением химического потенциала кальция в этих условиях. Кварц перекристаллизовывается. В результате в большинстве случаев породы приобретают отчетливую гнейсоватость, обусловленную чередованием полос, обогащенных кордиеритом, силлиманитом и биотитом с существенно кварц-плагиоклазовыми полосами. Иногда появляются также порфиробластические разности, характеризующиеся довольно

крупными (до 5 мм) выделениями кордиерита и граната или стяжений силлиманита.

В результате наложения последующих процессов гранитизации, кислотного выщелачивания и диафореза рассматриваемые гнейсы и кристаллические сланцы подвергаются вторичной биотитизации, фельдшпатизации, окварцеванию, мусковитизации и другим преобразованиям.

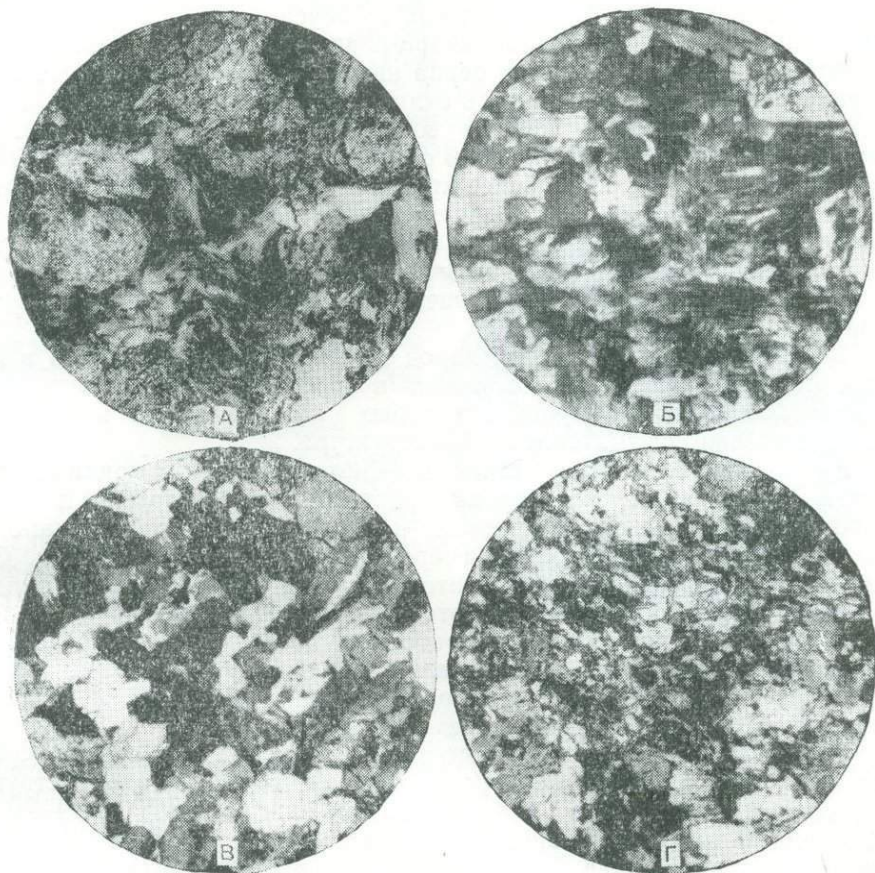


Рис. 6. Метапелитовые гнейсы докембрийского комплекса.

А — гранат-кордиерит-силлиманитовый (кинцигит), Б — андалузит-биотитовый, В — биотитовый, Г — ставролит-биотитовый. Шлифы, николи+.

Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы — наиболее распространенные породы, составляющие значительную часть разреза докембрийского комплекса. Они тесно связаны с кинцигитами постепенными измерениями минерального состава и частично переслаиваются с ними. Вместе с тем наблюдались переходы их к слюдяным сланцам.

Это также темно-серые, отчетливо сланцевые и полосчатые среднезернистые породы. Иногда среди них встречаются очковые разности с узелками кварц-полевошпатового состава, окруженными чешуйками биотита. Они характеризуются лепидогранобластовой микроструктурой и состоят в основном из ксенобластовых зерен кварца (15—35%), олигоклаза № 18—30 (25—60%) и биотита (рис. 6, в). Довольно часты в

них единичные мелкие выделения и реже более крупные (до 3 мм) порфиробласты розового альмандина. Из акцессорных минералов встречены апатит, циркон, магнетит и монацит. Сингенетичный калиевый полевой шпат в этих породах отсутствует, и единственным калийсодержащим минералом в них является биотит.

Распределение главных минералов в кристаллических сланцах относительно равномерное, но в гнейсах обычно наблюдается сегрегационная полосчатость (гнейсоватость), обусловленная чередованием тонких прослоев существенно кварц-плагиоклазового и плагиоклаз-биотитового состава. При этом зерна кварца и реже плагиоклаза обычно увеличиваются в размерах и в отличие от биотита, теряют субпараллельную ориентировку, вызывая возникновение белтеропоровой (по Зандеру) структуры. Наличие этой структуры, а также наблюдающиеся отчетливые признаки роста более крупных зерен кварца и реже плагиоклаза за счет более мелких с попутной очисткой их от включений позволяют считать, что возникновение сегрегационной полосчатости в гнейсах является результатом метаморфической дифференциации материала первоначальных сланцев в процессе его собирательной перекристаллизации.

Встречающиеся среди этих пород полимиктовые песчаники в процессе метаморфизма преобразовались в кристаллические сланцы лепидогранобластовой структуры, в которых лишь местами проявляется полимспесовая псаммитобластовая структура.

Андалузит-биотитовые, ставролит-биотитовые и слюдяные кристаллические сланцы. Эти породы пространственно тяготеют к верхам разреза докембрийского комплекса и представляют собой наиболее низкотемпературные образования среди пород этого комплекса. Они, судя по парагенезисам с андалузитом и ставролитом, отвечают эпидот-амфиболитовой фации, встречаются только в Сусызтауском блоке, но и там почти полностью переработаны последующими процессами. Однако их существование представляет определенный интерес, так как дополняет общую картину метаморфической зональности и эволюции минеральных преобразований докембрийской толщи.

Описываемые отложения — это темно-серые мелко- и средне-зернистые, отчетливо сланцеватые породы с лепидогранобластовой структурой, состоят из агрегата кварца, альбит-олигоклаза (№ 14—18) и субпараллельных чешуек биотита и мусковита. Микроскопически в них обнаруживаются мелкие (до 0,6 мм) ксенобластовые выделения андалузита или ставролита (3—4%). Андалузит, в отличие от силлиманита кинцигитов, образует с биотитом равновесные ассоциации, о чем свидетельствует отсутствие между ними реакционных соотношений (рис. 6, б). Возникает андалузит в породах в процессе среднетемпературного кислотного выщелачивания; в этом случае он обычно ассоциирует с мусковитом и приурочен к окварцованным участкам. Ставролит также встречается в ассоциации с биотитом и, реже, кордиеритом и гранатом (рис. 7, г). Соотношения его с андалузитом не выяснены, так как в одном образце они совместно не наблюдались. Появление ставролита в породах обусловлено, вероятно, их повышенной железистостью, хотя не исключена возможность, что он представляет более низкотемпературную ассоциацию. Кроме того, в этих породах иногда встречаются мелкие выделения граната и полностью пинитизированного кордиерита. Акцессорные минералы в них также представлены цирконом, апатитом и магнетитом.

Калиевый полевой шпат в этих сланцах отсутствует. Это обстоятельство, а также появление в них ставролита, при избытке калия, замещаю-

щегося биотитом, позволяет относить их к породам, недосыщенным калием.

Среди описываемых сланцев довольно часто встречаются прослои и пачки метаморфизованных полимиктовых песчаников. Они представляют собой темно-серые толстослойные и плитчатые породы, отличающиеся от сланцев значительно слабее выраженной сланцеватостью или даже массивным сложением. Наиболее надежным и диагностическим признаком является сохранившаяся местами реликтовая псаммитовластовая структура (рис. 7). По минеральному составу они практически аналогичны вмещающим сланцам. Различие между ними заключается в большей крупности (до 0,6 мм) и относительной изометричности зерен кварца и плагиоклаза псаммитовой фракции. Более мелкие (0,1—0,2 мм) зерна новообразованного кварца, плагиоклаза, а также мусковита и биотита обычно приурочены к интерстициям между зернами, что свидетельствует об образовании их за счет цемента песчаников. Наблюдающуюся в них сланцеватость, по-видимому, можно объяснить трансляционными подвижками в плоскости сланцеватости при стрессе.

Отчетливо наблюдающееся в этой относительно слабометаморфизованной части толщи переслаивание сланцев с песчаниками, наличие реликтовых прослоев песчаников среди гнейсов в других выходах пород комплекса, свидетельствуют о флишоидном характере первичных докембрийских отложений.

Как видно из приведенных данных, рассматриваемые породы по химическому составу (табл. 1) представляют собой единый петрохимический ряд с различными продуктами их гранитизации и кислотного выщелачивания (см. рис. 27). Причем кинциты близки по составу к биотитовым гнейсам и кристаллическим сланцам. По-видимому, это свидетельствует о том, что их возникновение вызвано не спецификой исходного состава пород, а условиями метаморфизма. В частности, для образования кордиеритовых и силлиманитовых гнейсов не обязательна повышенная глиноземистость первоначальных осадков. Более того, некоторые их разности (пр. 511) возникли в результате метаморфизма малоглиноземистых пород, ассоциирующих с амфиболитами. Однако для силлиманитовых (пр. 262а, 288, 602д) и, отчасти, кордиеритовых (пр. 32^х, 296^а) гнейсов характерно пониженное содержание щелочей и повышенное окислов магния и железа. Эту особенность их химизма мы рассматриваем как результат метаморфической дифференциации вещества, выражающейся в выносе из биотитовых гнейсов при преобразовании их в кинциты, воды и щелочей, с относительным обогащением их малоподвижными в этих условиях феррическими компонентами. Вследствие этого кинциты по усредненному валовому химическому составу приближаются к диоритам, тогда как биотитовые и другие гнейсы в общем отвечают среднему типу гранодиорита по Дэли.

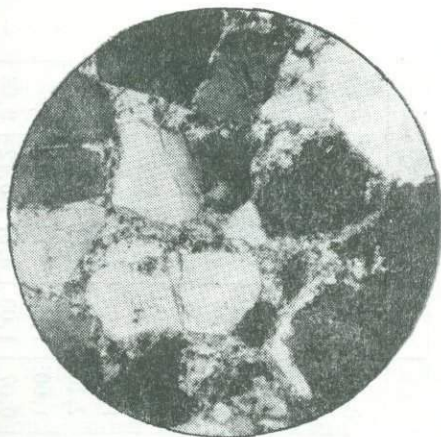


Рис. 7. Полимиктовый песчаник. Шлиф, николи+.

Таблица 1

Результаты химического анализа глиноземистых (безамфиболовых) гнейсов, вес. %

Номер пробы	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	S	SO ₄	+H ₂ O	-H ₂ O	П. п. п.	Сумма
X-32 ^X	54,88	1,05	21,80	0,15	8,00	0,23	3,25	0,40	0,80	5,40	0,11	0,00	0,07	—	0,37	—	3,34	99,85
П-296 ^а	64,13	0,50	16,28	1,21	3,60	0,04	6,37	1,90	2,02	1,26	0,37	Н/об	—	—	1,16	0,38	0,00	99,22
П-605 ^в	55,62	0,76	12,07	9,29	7,49	0,07	3,94	2,05	2,24	3,87	Н/об	0,00	—	—	1,46	0,48	0,50	89,84
П-262 ^а	56,93	0,50	19,45	3,99	2,83	0,08	4,61	2,70	1,35	3,06	0,29	Н/об	—	—	3,43	0,70	0,00	99,98
П-277 ^в	67,58	0,66	14,37	1,12	3,89	0,06	3,50	2,10	2,47	2,80	0,21	0,00	—	—	1,57	0,38	0,00	100,71
П-288	59,23	0,46	18,59	1,18	6,01	0,10	5,61	1,80	0,35	3,40	0,41	Н/об	—	—	1,38	0,52	0,00	99,54
П-511	68,30	0,37	13,32	0,97	3,99	0,08	4,38	2,40	2,50	1,79	0,26	Н/об	—	—	1,22	0,50	0,00	99,99
П-602 ^г	66,45	0,70	16,16	1,85	4,10	0,04	2,75	1,55	2,02	2,47	Н/об	0,00	—	—	1,12	0,34	0,54	100,09
П-602 ^д	63,68	0,57	18,90	1,12	4,94	0,03	2,64	2,10	1,18	2,66	Сл.	0,99	—	—	1,57	0,34	0,00	100,71
П-603 ^х	63,62	0,72	16,44	1,37	4,71	0,04	2,67	1,60	1,84	4,74	0,11	—	—	—	1,74	0,28	0,02	99,80
Г-772 ^г	71,12	0,77	13,68	1,13	3,88	0,05	1,70	0,07	1,00	3,67	0,12	0,03	—	0,02	0,06	—	2,68	99,98
Г-779	59,22	0,88	18,18	0,88	6,17	0,02	3,60	0,35	2,52	3,92	0,17	0,03	—	0,03	0,12	—	3,50	99,59
X-28 ^х	65,79	0,65	14,80	1,00	4,80	0,09	2,60	2,22	3,90	1,31	0,22	0,06	0,04	—	0,44	—	2,98	100,30
X-29 ^м	66,10	0,60	14,50	2,38	3,44	0,09	2,80	1,98	2,81	2,35	0,24	0,03	0,11	—	0,18	—	2,00	99,61
X-30 ^ж	66,00	0,60	15,90	0,30	4,60	0,01	2,20	1,91	5,60	1,87	0,21	0,03	0,06	—	0,20	—	1,10	100,59
П-605	70,39	0,51	14,46	0,47	3,90	0,03	1,94	2,20	3,00	1,32	Сл.	0,00	—	—	1,36	0,32	0,00	99,90
Г-765 ^а	68,85	0,72	13,50	0,86	5,17	0,11	1,90	1,50	3,75	1,37	0,24	0,13	—	0,16	0,21	—	1,48	99,95
Г-765 ^{жк}	67,13	0,78	14,58	0,70	3,88	0,05	2,05	2,33	3,87	1,53	0,21	0,04	—	—	0,19	—	2,84	100,18
П-926 ^б	64,56	1,03	17,27	2,49	3,01	Н/об	2,67	1,40	1,21	1,57	Сл.	Н/об	—	Н/об	—	0,44	4,17	99,82
П-926 ^м	73,06	Сл.	14,90	1,02	0,98	Сл.	0,00	1,80	3,31	3,27	Сл.	Н/об	—	Н/об	—	0,12	0,84	99,21

Примечание. Пробы 32^X, 296^а, 695^в — гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы (кинциты); 262^а, 277^в, 288, 511, 602^г, 602^д, 603^х, 772^г, 779 — силлиманит-биотитовые гнейсы; 28^х, 29^м, 30^ж, 605, 765^а, 765^{жк}, 926^б, 926^м — гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы. Пробы с индексом „П“ проанализированы в хим. лаборатории ИГИГ АН УзССР, остальные — в ЦХЛ МГ УзССР. Здесь и в других таблицах результатов химических анализов буквенные индексы при номерах проб обозначают фамилии авторов анализов: П — Покровский А. В. (хим. лаборатория Института геологии и геофизики АН УзССР) X — Хохлов В. А. — (ЦХЛ; МГ УзССР); Г — Головин В. Е. (ЦХЛ МГ УзССР, хим. лаборатория САИГИМСа); К — Карасева Т. А. — (хим. лаборатория ИГИГ АН УзССР), Ш — Шнип А. (хим. лаборатория МИНХиГП)

Главнейшие особенности типоморфных минералов

Разнообразие петрографического состава рассматриваемых пород в значительной степени обусловлено кристаллохимической эволюцией вещества исходных древних флишоидных отложений в процессе их метаморфических преобразований. Особенности типоморфных минералов представляют особый интерес, так как позволяют получить представление о физико-химических условиях, в которых протекали метаморфические процессы. Для данной группы пород типоморфными являются глиноземистые минералы — силлиманит и андалузит, а также темноцветные — биотиты, гранаты, кордиерит и ставролит.

Глиноземистые минералы (полиморфы Al_2SiO_5). К этой группе относятся силлиманит, андалузит и кианит (дистен) — типичные метаморфогенные минералы.

Условия образования этих минералов весьма разнообразны, что свидетельствует об их гетерогенности. Они нередко возникают в апелитовых пятнистых сланцах и роговиках экзоконтактовых ореолов гранитоидных интрузий. Причем силлиманит является одним из индексмнералов наиболее высокотемпературной пироксен-роговиковой, а андалузит и дистен (кианит) — среднетемпературной амфибол-роговиковой фации контактового метаморфизма малых и средних глубин. Появление андалузита или дистена в этой фации предопределяет характер давления, так как первый из них является антистрессовым, а второй — типичным стресс-минералом и нередко встречается в продуктах динамометаморфизма. Вместе с тем, все эти минералы характерны также для глиноземистых формаций регионального метаморфизма.

Силлиманит — типоморфный минерал гранулитовой фации (субфация пироксеновых гранулитов), что отвечает гиперстен (кордиерит)-силлиманитовой ступени регионального метаморфизма (Файф, Тернер, Ферхуген, 1962; Судовиков, 1964; Маракушев и Кудрявцев, 1965; и др.). По Г. Рамбергу (H. Ramberg, 1952), образование силлиманита за счет мусковита или биотита характерно для пограничной зоны гранулитовой и амфиболитовой фаций. Поэтому появление его в регионально-метаморфизованных породах обычно рассматривается как свидетельство принадлежности их к гранулитовой или верхней (альмандин-силлиманитовой) субфации амфиболитовой фации (Коржинский, 1936; Файф, Ферхуген, Тернер, 1962; и др.). Андалузит характерен для средней (андалузит-мусковит-кварцевой) субфации, непосредственно примыкающей к наиболее низкотемпературной ставролит-кварцевой субфации амфиболитовой фации, но проявляющейся при отсутствии стресса (Файф, Ферхуген, Тернер, 1962; Судовиков, 1964; и др.). Дистен, являющийся стрессовым минералом, встречается главным образом в породах средне-низкотемпературных субфаций амфиболитовой фации, формировавшихся в условиях одностороннего давления. Иногда он встречается так же и в породах гранулитовой фации, что, видимо, обусловлено устойчивостью его при высоких давлениях. По современным представлениям (Miyashiro, 1961; Соболев и др., 1968; Добрецов и др., 1970; Глебовицкий, 1970, 1971; и др.) P—T поле устойчивости дистена (кианита) вообще отвечает области метаморфических фаций высоких давлений (альмандин-амфиболитовой, эклогитовой и др.). Однако отмечались также случаи метасоматического образования дистена в пегматитовых и кварцевых жилах. Это позволяет думать, что кроме давления при его образовании существенную роль играют и другие факторы.

Таким образом, силлиманит, андалузит и кианит устойчивы в широких пределах P — T условий. Тройная точка равновесия этих минералов находится внутри амфиболитовой фации и определяется координатами $T=550^{\circ}\text{C}$ и $P=7-9$ кбар. Однако это не окончательные данные, так как по результатам исследований В. С. Соболева (1961), положение этой точки повышается до $T=620^{\circ}\text{C}$ и $P=12$ кбар, а Н. И. Хитарова и др. (1964), снижается до $T=400^{\circ}\text{C}$ и $P=9$ кбар (рис. 8).

Кроме того, в последние годы выявлено возможное метасоматическое происхождение силлиманита, андалузита и кианита в процессе кислотного выщелачивания. Это является заслугой Д. С. Коржинского и его школы. В частности, С. П. Кориковский (1963, 1964) выделяет высокотемпературную кварц-силлиманитовую и среднетемпературную кварц-дистеновую фации постмагматического кислотного выщелачивания глубинных гранито-гнейсовых комплексов. Он показал, что возникновение глиноземистых минералов в этих условиях обусловлено необходимостью увязки в минеральные фазы наиболее инертного глинозема при последовательном переходе всех остальных компонентов в подвижное состояние и выносу их из породы растворами. В свете этих представлений, возможно, удастся объяснить и упоминавшиеся выше случаи появления дистена в пегматитах и кварцевых жилах.

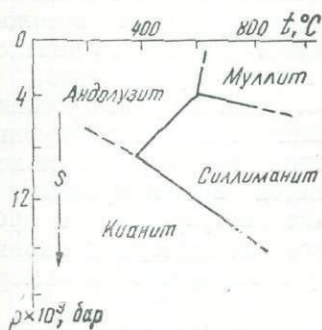


Рис. 8. Диаграмма фазовых превращений андалузита, силлиманита и кианита (по Н. И. Хитарову и др., 1963).

Переходя к характеристике условий образования глиноземистых минералов в породах докембрийского метаморфического комплекса Юго-Западного Гиссара, прежде всего следует заметить, что дистен в них отсутствует, и это свидетельствует о принадлежности их к андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Поэтому в петрогеническом отношении в данном случае интерес представляют лишь силлиманит и андалузит.

Силлиманит и андалузит в породах часто представлены двумя генерациями, обусловленными соответственно процессами прогрессивного регионального метаморфизма и, затем, кислотного выщелачивания.

С и л л и м а н и т I характерен для кинцититов и в виде тонкоиглольчатого или спутанно-волокнистого фибrolита развивается в них за счет раннего биотита в ассоциации с кордиеритом и гранатом или без них. Свойственные ему минеральные парагенезисы отвечают кордиерит-силлиманитовой зоне гранулитовой фации. По данным И. А. Островского (1956, 1957), верхний предел устойчивости железистого биотита определяется температурой $840 \pm 20^{\circ}\text{C}$ при общем давлении 4000 атм. В связи с тем, что в наших кинцититах отчетливо прослеживается весь ход образования силлиманита — от единичных иголок до полного замещения им биотита с образованием довольно крупных скоплений, мы считаем, что этот процесс протекал при указанных термодинамических условиях, отвечающих переходной зоне между амфиболитовой и гранулитовой фациями прогрессивного регионального метаморфизма.

А н д а л у з и т I встречается в гнейсах и кристаллических сланцах в ассоциации с биотитом, олигоклазом и, реже, гранатом и ставролитом, а иногда силлиманитом. Это ограничивает поле его развития средней кварц-кианитовой (андалузитовой) субфацией амфиболитовой фации. Но она проявлялась, вероятно, в более глубоких условиях, где стресс иг-

рал незначительную роль, в связи с чем вместо дистена возник андалузит. По экспериментальным данным (Хитаров и др., 1964), линия раздела силлиманита и андалузита определяется уравнением $P = 17,3 - 21,4 \cdot 10^{-3} T$ и проходит в пределах амфиболитовой фации регионального метаморфизма при температуре 300—400°C и давлении на твердые фазы (P_s) около 2,5—3 тыс. атм, что соответствует глубинам 7—10 км (рис. 8).

Силлиманит II и андалузит II возникли в результате процессов кислотного выщелачивания, проявившихся в условиях высокотемпературной кварц-кианитовой (андалузитовой) фации, по С. П. Кориковскому (1963, 1964).

Однако, как отмечалось выше, в данном случае они обусловлены не постмагматической деятельностью интрузий гранитоидов, а региональной гранитизацией и представляют собой ее логическое завершение, отражая кислотную стадию единого метаморфического процесса. Основное содержание этой стадии заключается в разложении полевых шпатов и темноцветных минералов с последовательным выносом из пород щелочей, магния, кальция и железа и замещении их кварцем. Возникновение силлиманита или андалузита (в зависимости от температуры) в этих условиях обусловлено необходимостью увязки высвобождавшегося при этом наиболее инертного глинозема в устойчивые минеральные фазы. Конечным продуктом этих процессов являются почти мономинеральные метакварциты, при образовании которых и глинозем переходит в подвижное состояние и выносится растворами. Они протекали в достаточно глубинных условиях, где стресс, по-видимому, играл незначительную роль, в связи с чем в среднетемпературных минеральных парагенезисах вместо кианита возникал андалузит.

Темноцветные минералы. В этой группе рассматриваются биотит, гранат, кордиерит и ставролит, особенности состава и условия образования которых имеют особенно важное значение для понимания генезиса бедных кальцием метаморфических пород.

Биотит — наиболее распространенный минерал из этой группы. Он составляет от 10 до 35—40% объема метапелитовых гнейсов и кристаллических сланцев и устойчив в широком интервале P — T условий. Биотит возник в породах в результате регионального метаморфизма. Частично он образовался также в связи с их метасоматической переработкой в начальную стадию гранитизации, с появлением в отдельных случаях небольших прослоев и секущих прожилков анхимономинеральных биотитов. Однако петрогеническое значение этого новообразованного биотита в целом незначительно.

Обычно биотит образует в породах гипидиоморфные, неправильные по форме и различные по размерам (до 3—5 мм) чешуйки, подчеркивающие своей субпараллельной ориентировкой текстурные особенности гнейсов и сланцев. Он чаще всего плеохроирует в красновато-бурых тонах, что, как известно, свидетельствует о его повышенной глиноземистости и титанистости. Последнее подтверждается появлением в биотите при хлоритизации многочисленных иголок рутила, образующих саггитовую решетку. Показатель преломления ($N_g = N_m$) изученных биотитов колеблется в пределах 1,635—1,656, а двупреломление от 0,030 до 0,058, что указывает на их повышенную железистость и близость по составу к лепидомелану.

Мы проанализировали 19 проб биотитов из главнейших парагенезисов, а также использовали результаты имеющихся для них 25 анализов из работ других исследователей (Шнип, 1966; Хохлов, 1970) (табл. 2). По этим данным катионным методом И. Д. Борнеман-Ста-

Результаты химического анализа биотитов глиноземистых пород из докембрийского метаморфического комплекса Южного Узбекистана, вес. %

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	F	SO ₃	CO ₂	Σ	
Гранат-кордиеритовые гнейсы																		
П-249 ^д	34,64	2,30	24,52	0,94	14,47	0,08	6,35	1,20	6,98	0,44	4,80	—	—	0,03	—	—	99,72	
П-252	33,90	3,64	22,57	2,42	15,12	0,09	9,22	1,00	6,74	0,58	4,60	—	—	0,04	—	—	99,88	
П-252 ^а	35,46	2,76	25,57	1,60	16,36	0,17	6,68	0,60	6,99	0,63	2,90	—	—	0,03	—	—	99,72	
П-256 ^б	35,92	2,48	95,80	1,22	15,84	0,22	6,97	0,80	6,99	0,60	2,98	—	—	0,04	—	—	99,82	
П-605 ^в	36,00	2,32	19,89	0,40	18,36	0,19	7,10	3,20	10,15	0,40	2,20	—	—	—	—	—	100,21	
П-653 ^в	36,30	1,89	20,27	0,83	16,92	0,14	7,30	3,30	9,70	0,44	2,82	—	—	—	—	—	99,90	
П-696	36,56	1,94	19,13	0,50	17,36	0,10	7,20	3,60	10,12	0,31	3,04	—	—	—	—	—	99,86	
Г-31/5	35,92	2,75	20,70	3,35	14,80	0,14	9,65	0,00	7,34	0,54	4,48	—	—	—	—	—	99,67	
Х-196	99,06	2,50	22,68	3,08	15,02	0,34	5,25	0,07	7,47	0,42	4,21	—	—	—	—	—	100,10	
Х-196-1	36,52	3,00	21,49	1,61	17,25	0,16	5,96	0,42	7,80	0,47	4,28	—	0,11	—	0,08	0,20	99,65	
Х-1047 ^а	34,32	4,00	19,98	1,53	20,26	0,15	6,55	0,30	8,32	0,30	3,58	—	—	0,43	—	—	99,63	
Г-2049 ^б	35,25	1,90	22,09	0,44	19,39	0,23	7,66	0,74	7,42	0,33	4,78	—	0,15	0,27	—	—	100,45	
Силлиманит-биотитовые гнейсы																		
П-237 ^б	38,02	3,45	21,60	1,42	14,76	0,25	10,00	1,20	7,62	0,73	1,00	—	—	0,04	—	—	100,05	
П-242	35,70	1,94	13,39	2,42	16,20	0,17	6,30	2,98	10,85	0,38	3,45	—	—	—	—	—	99,78	
П-258	35,70	3,45	23,13	2,62	14,76	0,22	8,13	0,80	7,31	0,46	3,20	—	—	0,04	—	—	99,78	
П-277 ^в	36,55	1,86	20,12	4,50	13,68	0,22	7,50	2,80	10,17	0,38	2,30	—	—	—	—	—	100,08	
П-507	36,12	1,94	20,06	4,02	15,48	0,20	7,00	3,00	8,02	0,40	4,00	—	—	—	—	—	100,24	
П-683	35,96	2,72	26,08	1,62	12,96	0,20	7,62	1,00	6,36	0,61	4,60	—	—	0,03	—	—	99,73	
Ш-202	35,02	2,14	24,90	1,82	17,42	0,22	8,58	—	6,97	0,29	2,56 0,10	—	0,06	0,25	—	—	100,22	
Х-1034	38,34	1,85	21,96	0,99	15,37	0,20	8,47	0,28	8,00	0,36	3,40	—	—	—	0,08	0,20	99,50	
Х-1052 ^б	34,42	2,85	20,70	2,97	17,31	0,29	10,23	0,14	7,40	0,28	— 3,70	—	—	—	0,09	0,20	100,38	
Х-143-1	39,71	2,87	20,52	2,77	15,30	0,16	5,60	0,07	7,70	0,56	—	4,23	0,11	0,17	0,09	0,20	100,06	
Х-143	37,46	0,65	23,00	2,92	16,80	0,28	5,85	0,58	7,90	0,52	—	3,06	0,13	0,37	0,10	0,20	99,66	
Г-44/12	34,24	2,60	23,64	5,45	13,11	0,00	6,40	0,21	7,36	0,32	—	6,64	0,11	0,14	—	—	100,22	
У-2074 ^б	37,44	2,64	22,70	2,36	15,45	0,25	6,65	0,84	6,08	0,32	—	4,44	0,20	0,18	—	—	99,56	
Г-2081 ^б	41,92	2,60	21,22	0,22	15,00	0,26	6,25	0,74	5,18	0,64	—	5,16	0,23	0,19	—	—	99,65	
Г-МБМ	38,90	2,30	21,67	0,00	16,00	0,18	7,86	1,30	6,66	0,64	—	3,66	0,22	0,17	—	—	99,56	
Г-46/9	34,98	3,00	23,68	2,22	16,16	0,29	6,85	0,00	7,64	0,52	—	4,04	—	—	—	—	99,38	
П-259	36,75	2,22	20,10	1,10	17,64	0,22	7,20	2,10	10,12	0,31	—	2,14	—	—	—	—	99,90	
П-243 ^а	36,16	3,20	23,89	2,02	15,12	0,11	7,62	1,00	6,50	0,63	—	3,50	—	0,02	—	—	99,75	
Ш-110	35,60	2,80	23,70	—	15,98	0,25	8,15	1,06	7,71	0,27	3,58	0,10	0,04	0,20	—	—	99,35	
Ш-207	34,62	2,49	23,10	2,43	19,03	0,32	6,68	0,60	7,47	0,27	3,08	0,12	0,08	0,13	—	—	100,38	
Г-10/1	39,74	3,50	17,28	1,86	15,23	0,29	8,25	1,82	6,08	0,98	3,36	—	0,60	—	—	—	98,99	
Биотитовые гнейсы (Р-Ст)																		
П-654	35,32	3,28	22,25	1,62	16,20	0,17	9,00	1,00	6,84	0,47	3,60	—	—	0,04	—	—	99,75	
П-665	36,00	2,76	23,22	1,82	14,04	0,22	9,51	1,20	6,50	0,61	4,00	—	—	0,03	—	—	99,88	
Ш-142	34,08	3,12	21,18	2,43	18,68	0,17	9,03	0,93	6,39	0,30	3,40	0,10	0,05	0,10	—	—	99,91	
Ш-180	34,88	2,60	24,45	1,83	17,06	0,12	6,88	0,50	7,71	0,27	3,00	0,08	0,08	0,25	—	—	99,60	
Ш-328	35,46	2,50	23,71	1,82	16,70	0,24	6,76	—	7,95	0,27	3,73	0,12	0,05	0,23	—	—	99,44	
Х-586 ^ж	35,00	2,00	20,09	1,85	18,13	0,24	9,37	0,56	5,00	0,40	—	6,96	0,09	—	—	—	99,69	
Х-1016	38,62	2,05	20,53	2,51	14,30	0,24	10,08	0,56	6,50	0,54	—	3,60	—	—	0,05	<0,20	99,78	
Х-1017 ^е	38,92	0,22	2,30	2,26	12,26	0,23	7,80	0,42	7,88	0,50	—	6,32	0,11	0,13	0,07	<0,20	100,32	
Х-1158 ^б	36,27	1,90	20,29	0,53	16,82	0,13	7,34	2,11	9,67	0,42	—	4,14	0,12	—	0,06	—	99,80	
Ставролит-биотитовые гнейсы (Р-Ст)																		
П-289	36,36	2,10	25,55	1,12	13,68	0,25	9,21	0,90	0,48	7,24	—	2,90	—	0,04	—	—	99,79	
П-681 ^а	36,50	3,30	22,61	1,22	15,12	0,09	9,58	1,00	6,76	0,75	—	2,80	—	0,03	—	—	95,73	

Примечание. Здесь и в других таблицах результатов химических анализов буквенные индексы при номерах проб обозначают фамилии авторов анализов: П—Покровский А. В. (хим. лаборатория Института геологии и геофизики АН УзССР); Х—Хохлов В. А. — (ЦХЛ; МГ УзССР); Г.—Головин В. Е. (ЦХЛ МГ УзССР, хим. лаборатория САИГИМСа); К—Карасева Т. А. (хим. лаборатория ИГиГ АН УзССР), Ш—Шнип А. (хим. лаборатория МИНХиГП).

Результаты пересчетов химических анализов биотитов глино

Номер пробы	Коэффициенты кристаллохимических											
	K	Na	Ca	(H ₂ O)	x	Mg	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Ti	Mn	Al _{VI}	y
Гранат-кордиэ												
П-249 ^a	0,68	0,07	0,10	0,15	1,00	0,73	0,93	0,06	0,13	0,01	1,14	3,0
П-252	0,66	0,09	0,08	0,17	1,00	1,05	0,96	0,14	0,21	0,01	0,63	3,0
П-252 ^a	0,67	0,09	0,05	0,18	1,00	0,76	1,03	0,09	0,16	0,01	0,95	3,0
П-256 ^b	0,67	0,09	0,06	0,18	1,00	0,78	1,00	0,07	0,14	0,02	0,99	3,0
П-605 ^b	1,03	0,06	0,27	—	1,36	0,84	1,23	0,03	0,14	0,01	0,75	3,0
П-653 ^b	0,99	0,07	0,28	—	1,34	0,87	1,13	0,05	0,11	0,01	0,83	3,0
П-696	1,05	0,05	0,31	—	1,41	0,87	1,18	0,03	0,12	0,01	0,79	3,0
Г-31/5	0,71	0,09	0,01	0,19	1,00	1,10	0,94	0,19	0,16	0,01	0,60	3,0
Х-196	0,74	0,06	0,01	0,19	1,00	0,61	0,97	0,18	0,14	0,02	1,08	3,0
Х-196/1	0,79	0,07	0,03	0,71	1,00	0,70	1,14	0,09	0,18	0,01	0,88	3,0
Х-1047 ^a	0,83	0,05	0,02	0,10	1,00	0,77	1,34	0,09	0,24	0,01	0,56	3,0
Г-2049 ^b	0,73	0,05	0,06	0,16	1,00	0,89	1,25	0,03	0,11	0,01	0,72	3,0
Силлиманит-биэ												
П-237 ^b	0,72	0,11	0,09	0,08	1,00	1,10	0,91	0,08	0,19	0,02	0,70	3,0
П-242	1,14	0,06	0,27	—	1,47	0,77	1,12	0,15	0,12	0,01	0,83	3,0
П-258	0,71	0,07	0,06	0,16	1,00	0,92	0,94	0,15	0,20	0,01	0,78	3,0
П-277 ^b	1,03	0,06	0,24	—	1,33	0,89	0,91	0,27	0,11	0,02	0,80	3,0
П-507	0,81	0,06	0,26	—	1,13	0,83	1,03	0,24	0,12	0,01	0,77	3,0
П-683	0,62	0,09	0,08	0,21	1,00	0,86	0,82	0,09	0,16	0,02	1,05	3,0
Ш-202	0,71	0,04	—	0,25	1,00	0,94	1,07	0,10	0,12	0,01	0,76	3,0
Х-1034	0,79	0,06	0,02	0,13	1,00	0,96	0,99	0,06	0,12	0,01	0,86	3,0
Х-1052 ^b	0,71	0,04	0,01	0,24	1,00	1,15	1,09	0,17	0,15	0,02	0,43	3,0
Х-143/1	0,78	0,08	0,03	0,11	1,00	0,67	1,09	0,17	0,04	0,02	0,98	3,0
Х-143	0,77	0,08	0,01	0,14	1,00	0,65	1,00	0,11	0,17	0,01	1,00	3,0
Г-44/12	0,74	0,05	0,02	0,19	1,00	0,75	0,86	0,32	0,16	0,01	0,91	3,0
Г-2074 ^b	0,60	0,05	0,07	0,28	1,00	0,76	0,99	0,13	0,16	0,02	0,94	3,0
Г-2081 ^b	0,51	0,10	0,06	0,42	1,00	0,72	0,97	0,01	0,15	0,02	1,17	3,00
Г-МБМ	0,65	0,10	0,01	0,33	1,00	0,90	1,03	0,01	0,13	0,01	0,93	3,0
Г-46/9	0,76	0,08	0,01	0,15	1,00	0,79	1,04	0,13	0,18	0,02	0,85	3,0
П-259	1,02	0,05	0,18	—	1,25	0,85	1,17	0,07	0,12	0,01	0,78	3,0
Гранат-биэти												
П-243 ^a	0,63	0,09	0,09	0,19	1,00	0,86	0,96	0,12	0,18	0,01	0,87	3,0
Ш-110	0,76	0,04	0,09	0,11	1,00	0,23	1,03	0,00	0,16	0,01	0,87	3,0
Ш-207	0,73	0,04	0,04	0,19	1,00	0,76	1,22	0,14	0,14	0,02	0,72	3,0
Г-10/Х	0,60	0,15	0,04	0,21	1,00	0,96	1,00	0,11	0,21	0,02	0,71	3,0
Биэтитэвые												
П-654	0,66	0,07	0,08	0,19	1,00	1,02	1,02	0,09	0,19	0,01	0,67	3,0
П-665	0,62	0,09	0,10	0,19	1,00	1,07	0,88	0,10	0,16	0,01	0,38	3,0
Ш-142	0,62	0,05	0,07	0,26	1,00	1,02	1,18	0,14	0,18	0,01	0,47	3,0
Ш-180	0,75	0,04	0,03	0,18	1,00	0,78	1,09	0,11	0,15	0,01	0,86	3,0
Ш-328	0,78	0,04	—	0,18	1,00	0,78	1,08	0,10	0,15	0,01	0,88	3,0
Х-586 ^ж	0,49	0,06	0,05	0,40	1,00	1,07	1,17	0,11	0,12	0,01	0,52	3,0
Х-1016	0,62	0,09	0,10	0,19	1,00	1,12	0,89	0,14	0,12	0,01	0,70	3,0
Х-1017 ^a	0,79	0,08	0,03	0,10	1,00	0,91	0,80	0,13	0,01	0,01	1,15	3,0
Х-1158 ^b	1,00	0,06	0,00	—	1,06	0,88	1,13	0,03	0,12	—	0,84	3,0
Ставролит-биэ												
П-289	0,68	0,07	0,07	0,18	1,00	1,02	0,85	0,06	0,11	0,02	0,94	3,0
П-681 ^a	0,64	0,11	0,08	0,11	0,94	0,07	0,94	0,07	0,18	0,01	0,73	3,0

земистых пород докембрийского метаморфического комплекса

формул	Дополнительные коэффициенты											
	Si	Al _{IV}	Z	OH	f	F	^{IV} Si	a _{VI}	$\frac{Si}{Al}$	$\frac{Mg+Fe}{Al}$	$\frac{Na+K}{Al}$	$\frac{K}{Na}$
ритэвые гнейсы												
2,91	1,09	4,0	0,51	56,1	57,6	27,3	38,0	1,304	0,771	0,33	9,71	
2,59	1,41	4,0	1,13	47,9	51,3	35,3	21,0	1,266	1,053	0,36	7,33	
2,68	1,32	4,0	0,92	57,6	59,6	3,30	31,7	1,180	0,832	0,33	7,44	
2,70	1,30	4,0	0,87	56,1	57,8	3,25	33,0	1,183	0,807	0,33	7,44	
2,88	1,12	4,0	0,43	59,2	59,6	28,0	25,0	1,540	1,123	0,582	17,1	
2,90	1,10	4,0	0,94	56,5	57,6	27,5	27,7	1,502	1,062	0,55	14,1	
2,96	1,04	4,0	0,86	56,0	58,3	26,0	26,3	1,617	1,136	0,60	21,0	
2,74	1,26	4,0	1,24	46,2	50,8	31,5	20,0	1,473	1,198	0,43	7,8	
3,01	0,99	4,0	0,44	61,5	65,4	24,8	36,0	1,454	0,850	0,38	12,3	
2,88	1,12	4,0	0,76	61,9	63,7	28,0	29,3	1,440	0,965	0,43	11,2	
2,70	1,30	4,0	0,91	63,4	64,9	32,5	18,7	1,451	1,18	0,47	16,6	
2,71	1,29	4,0	1,10	58,7	59,2	32,3	24,0	1,352	1,07	0,38	14,6	
титэвые гнейсы												
2,82	1,18	4,0	0,99	45,4	47,5	29,5	23,3	1,500	1,11	0,44	6,54	
2,95	1,05	4,0	0,63	59,1	62,0	26,3	27,7	1,056	1,08	0,69	19,0	
2,71	1,29	4,0	0,89	50,5	54,1	32,3	26,0	1,309	0,97	0,37	10,1	
2,91	1,09	4,0	0,85	51,6	57,4	27,3	26,6	1,539	1,09	0,57	17,1	
2,88	1,12	4,0	0,64	55,4	60,5	28,0	25,7	1,529	1,11	0,45	13,5	
2,72	1,28	4,0	0,73	49,0	51,6	32,0	35,0	1,210	0,75	0,30	6,88	
2,59	1,41	4,0	1,51	53,4	57,5	38,3	25,3	1,198	0,97	0,34	17,7	
2,94	1,06	4,0	0,88	50,5	51,8	26,5	28,7	1,536	1,15	0,44	13,1	
2,59	1,41	4,0	1,44	48,7	52,3	35,25	14,3	1,409	13,0	0,40	17,7	
2,90	1,10	4,0	0,87	61,8	65,1	22,3	33,3	13,9	0,92	0,41	9,75	
3,11	0,89	4,0	0,47	60,5	63,9	27,5	32,7	1,64	0,93	0,44	9,62	
2,71	1,29	4,0	0,64	53,4	61,1	32,3	30,3	1,23	0,87	0,35	14,8	
2,88	1,12	4,0	0,60	56,6	59,7	28,0	31,3	1,39	0,01	0,31	12,0	
3,24	0,76	4,0	0,22	57,4	57,7	19,0	39,0	1,60	0,88	0,315	5,1	
2,98	1,02	4,0	0,64	53,4	53,4	25,5	31,0	1,52	0,99	0,38	6,5	
2,70	1,30	4,0	0,94	56,9	60,0	32,5	28,3	1,25	0,91	0,35	9,5	
2,90	1,10	4,0	0,96	57,9	59,2	27,5	26,0	1,54	1,11	0,57	2,4	
титэвые гнейсы												
2,74	1,26	4,0	0,80	52,7	55,6	31,5	29,0	1,29	0,91	0,33	7,0	
2,73	1,27	4,0	0,96	52,5	52,5	31,8	29,0	1,28	0,91	0,37	19,0	
2,64	1,36	4,0	1,34	61,6	66,4	34,0	24,0	1,27	1,01	0,37	18,2	
3,11	0,89	4,0	0,48	50,8	53,4	22,3	23,7	1,94	1,28	0,46	4,0	
гнейсы												
2,68	3,32	4,0	1,19	50,2	52,4	33,0	22,3	1,34	1,07	0,36	9,42	
2,71	1,29	4,0	1,00	45,3	47,4	32,3	12,7	1,62	1,22	0,42	6,88	
2,58	1,41	4,0	1,62	53,6	58,9	35,3	15,7	1,37	1,24	0,35	12,4	
2,67	1,33	4,0	1,16	58,3	62,7	33,3	28,7	1,22	0,90	0,36	18,7	
2,73	1,78	4,0	1,12	58,1	61,1	31,8	29,3	1,27	0,91	0,38	19,5	
2,70	1,30	4,0	1,38	52,1	54,2	32,5	17,3	1,48	1,29	0,30	8,16	
2,89	1,11	4,0	1,07	44,3	48,0	27,8	23,3	1,59	1,18	0,39	6,88	
3,03	0,97	4,0	1,59	46,9	50,6	24,3	38,3	1,42	0,86	0,40	9,87	
2,92	1,08	4,0	1,91	56,2	56,9	27,0	28,0	1,52	1,06	0,55	16,6	
титэвые гнейсы												
2,70	1,30	4,0	1,02	45,4	47,2	32,5	31,3	1,20	0,86	0,33	9,7	

рынкевич (1964) вычислены кристаллохимические формулы биотитов и некоторые вспомогательные коэффициенты (табл. 3).

Как видно, изученные биотиты варьируют по составу в широких пределах, что обусловлено влиянием химизма материнских пород. Вместе с тем, отчетливо намечается ряд общих тенденций, отражающих, очевидно, особенности и условия их метаморфизма. Так, все рассматриваемые биотиты принадлежат к существенно глиноземистому истонит-сидерофиллитовому ряду с близкими соотношениями алюминия, магния и железа, и лишь незначительной спорадической примесью флогопит-аннитовых компонентов (рис. 9). Обращает на себя внимание, что

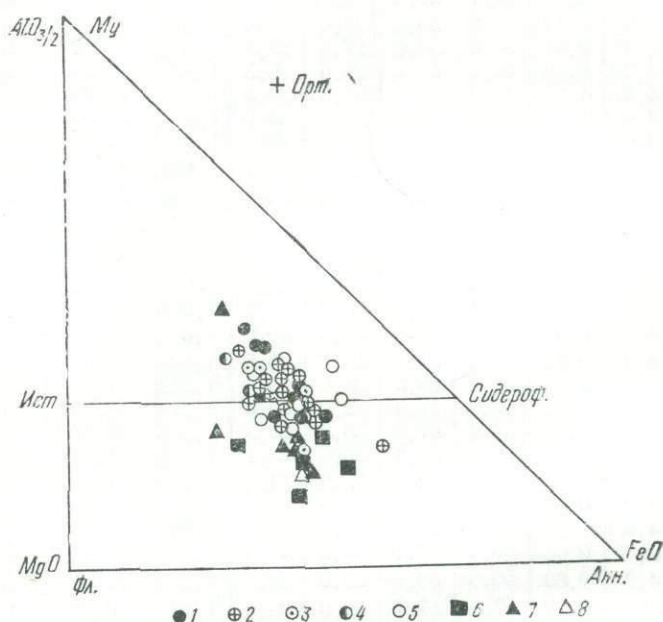


Рис. 9. Составы биотитов метаморфических пород Южного Узбекистана.

1-6—породы гранулитовой и амфиболитовой фаций докембрийского комплекса: 1—гранат-кордиеритовых, 2—силлиманит-ситтитовых, 3—гранат-биотитовых, 4—ставролит-биотитовых, 6—роговообманковых гнейсов и кристаллических сланцев; 7-8—породы эпидот-амфиболитовой и веленосланцевой фаций нижнепалеозойского комплекса: 7—биотитовых и 8—амфиболовых сланцев.

фигуративные точки составов биотитов из различных парагенезисов рассматриваемых пород на диаграмме образуют довольно компактный рой, располагаясь без видимой закономерности. По сравнению с ними составы биотитов из амфиболовых пород докембрия, а также различных сланцев нижнепалеозойского и среднепалеозойского комплексов района ближе по составу к флогопит-аннитовому ряду.

Для рассматриваемых биотитов характерны пониженные содержания марганца и окисного железа, но достаточно высокая титанистость, на что ранее уже обращалось внимание. Необходимо подчеркнуть также повышенное общее содержание в биотитах щелочей, особенно натрия. Однако, в связи с повышенной глиноземистостью биотитов, они, вероятно, принадлежат к первой группе щелочности, по А. А. Маракушеву и др. (рис. 10). Это может быть обусловлено расположением ионов

натрия, и, отчасти, калия не только в межпакетных, но и в октаэдрических структурных позициях с частичным замещением магния и алюминия. Возможность такого замещения обоснована теоретически (Лебедев, 1964) и подтверждена экспериментально (Архипенко и др., 1965). В связи с этим в кристаллохимических формулах рассматриваемых биотитов избыток щелочей следовало бы показать в октаэдрической позиции.

Наиболее важное значение при расшифровке термодинамических условий минералообразования, особенно в системах, имеющих лишь внутренние степени свободы, придается изменению железистости минералов переменного состава, в том числе и биотита, для которого установлено закономерное уменьшение железистости при возрастании температуры (и степени) метаморфизма (Коржинский, 1937, 1957; Соболев, 1950; Макарушев, 1965; и др.).

Мы вычислили соответствующие коэффициенты и попытались выявить соотношения между ними. В связи с малым содержанием в рассматриваемых биотитах окисного железа, величины общей

$$F = \frac{FeO + 2Fe_2O_3 \cdot 100}{FeO + 2Fe_2O_3 + MgO} \quad \text{железистости}$$

$$f = \frac{FeO}{FeO + MgO} \cdot 100 \quad \text{и частной}$$

для них оказались весьма близкими. Поэтому, учитывая возможность ошибки определения содержания окисного железа при анализе, обычно рассматривалась общая железистость биотитов.

Как видно из полученных данных (табл. 2, 3, рис. 11), рассматриваемые биотиты по значениям общей железистости (F) варьируют в широких пределах (47—66%). Причем железистость биотитов из одних и тех же парагенезисов часто неодинакова, а из разных — весьма близка. Это соответствует имеющимся данным (Никитина, Хильтова, 1964; Хмарук, 1964; Кориковский, 1965, 1967; Другова, Глебовицкий, 1965 и др.) о том, что химизм биотитов определяется в основном составом материнских пород, а уменьшение их железистости с возрастанием степени метаморфизма — не всегда выдерживаемая тенденция. Особого внимания в этом отношении заслуживают исследования В. И. Лебедева (1964), который показал, что составы биотитов (так же, как и гранатов) из пород амфиболовой, эпидот-амфиболитовой и зелено-сланцевой фаций метаморфизма ладожской формации довольно сходны и различаются лишь по содержанию титана и воды.

Как видно из приведенных данных, состав и, в частности, железистость рассматриваемых биотитов зависят в основном от химизма материнских пород. Вместе с тем намечаются определенные группы биотитов из разных парагенезисов с близкой железистостью, которые, вероятно, отражают отдельные ступени (субфации) метаморфизма. В частности можно выделить биотитсодержащие парагенезисы андалузит (кордирит)-ставролитовой ($F=47-49$), силлиманит-биотитовой ($F=51-54$)

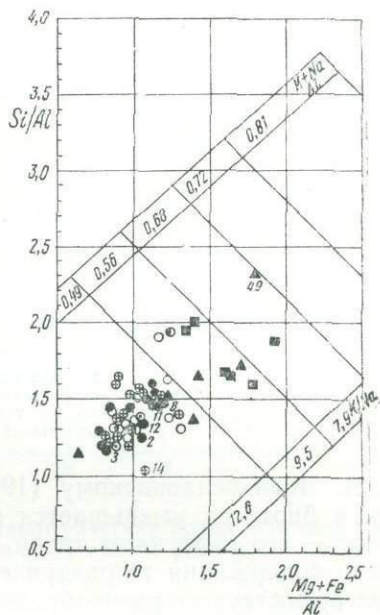


Рис. 10. Группы щелочности биотитов. Условные обозначения см. на рис. 9.

и гранат-кордиеритовой ($F=56-60\%$) субфаций. Таким образом, наблюдается не понижение, а повышение железистости биотитов по мере возрастания степени метаморфизма пород. По-видимому, это несоответствие обусловлено последующими проявлениями гранитизации, так как в гранитизированных породах железистость биотитов еще более возрастает (до $63-66\%$). Увеличение железистости биотитов при гранитизации пород метаморфических комплексов других регионов отмечал С. П. Кориковский (1965, 1967), объясняя это повышенной подвижностью калия в данных условиях.

При расшифровке условий образования биотитов в последние годы большое внимание уделяется также изменению их глиноземистости (Великославинский, 1960, 1965; Никитина, 1963, 1964; Щербаков, 1965; Маракушев, 1965; Кориковский, 1965; 1967; Другова, Глебовицкий, 1965; и др.). По имеющимся данным, особенно важную роль играют соотношения атомов алюминия, находящихся в них в октаэдрической (a_{VI}) и тетраэдрической (a_{Si}) позициях, которые изменяются в зависимости от температуры и давления. По В. И. Лебедеву (1964) и

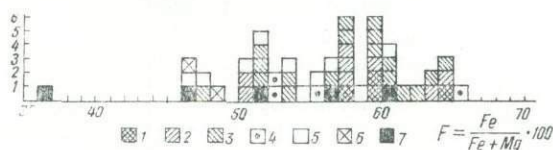


Рис. 11. Гистограмма общей железистости биотитов пород докембрийского комплекса.

1 — из гранат-кордиеритовых, 2 — кордиерит-силлиманит-биотитовых, 3 — силлиманит-биотитовых, 4 — гранат-биотитовых, 5 — биотитовых, 6 — ставролит-биотитовых, 7 — роговообманковых гнейсов и кристаллических сланцев.

Д. А. Великославинскому (1965), количество октаэдрического алюминия в биотитах уменьшается с возрастанием степени метаморфизма пород — его вытесняют титан и калий. Однако об отношениях зависимости содержания тетраэдрического алюминия от условий метаморфизма существуют разнообразные представления. По В. С. Соболеву (1949), количество его возрастает с повышением температуры образования биотитов, что подтверждает А. А. Маракушев (1961, 1965). Однако Л. П. Никитина (1963) доказывает существование обратной зависимости, а С. П. Кориковский (1965) вообще отрицает какую-либо связь содержания тетраэдрического алюминия в биотитах с их железистостью и температурой образования. Имеются также сведения (Сироштан и др., 1965), что содержание тетраэдрического алюминия в биотитах из метаморфических пород различных фаций и гранитоидов Украинского кристаллического щита весьма близки и не зависят от условий образования.

Как видно из приведенных данных (табл. 3, рис. 12), в рассматриваемых биотитах октаэдрический алюминий варьирует в широких пределах (от 12,7 до 38,3), причем независимо от условий образования. Можно лишь отметить, что биотиты из метапелитов в целом существенно отличаются от биотитов из амфиболсодержащих metabазитов повышенной глиноземистостью. Подобная закономерность для метаморфических пород других регионов отмечалась ранее С. П. Кориковским (1965). В общем намечается достаточно отчетливая связь содержания октаэдрического алюминия в биотитах с глиноземистостью материнских пород независимо от степени их метаморфизма.

Устанавливается однако достаточно четкая зависимость содержания тетраэдрического алюминия в породах от температуры и давления. Намечаются две группы биотитов из разных парагенезисов, но с близкими содержаниями тетраэдрического алюминия, которые отвечают соответственно среднетемпературной андалузит (кордиерит)-ставролитовой ($a_{si} \approx 31-33\%$) и высокотемпературным биотит-силлиманитовой и гранат-кордиеритовой ($a_{si} \approx 26-28\%$) субфациям (рис. 12). Таким образом, содержание алюминия уменьшается с возрастанием степени метаморфизма пород, на что ранее указывала Л. П. Никитина (1963).

В породах, претерпевших кислотное выщелачивание, количество тетраэдрического алюминия в биотитах еще более снижается и падает содержание гидроксила.

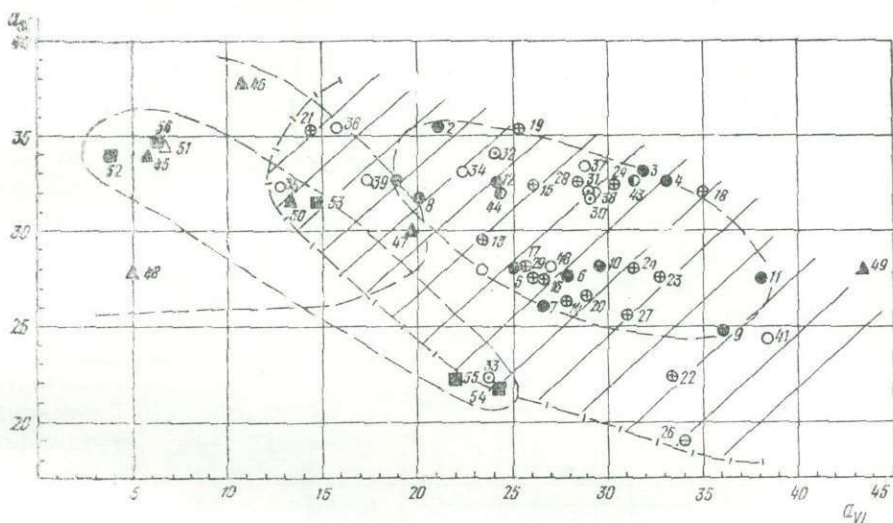


Рис. 12. Глиноземистость биотитов метаморфических пород Южного Узбекистана. Условные обозначения см. на рис. 9.

При рассмотрении соотношений железистости и глиноземистости биотитов (рис. 13, 14) не устанавливается какая-либо четкая закономерность. Подтверждаются лишь отмечавшиеся ранее общие тенденции повышения железистости и снижения содержания тетраэдрического алюминия по мере возрастания степени метаморфизма. Если же учесть составы биотитов из амфиболовых пород докембрия и сланцев нижнепалеозойского комплекса, то можно говорить о тенденции увеличения в биотитах октаэдрического алюминия с ростом температуры их образования.

Таким образом, по данным 44 химических анализов, соотношения компонентов рассматриваемых биотитов в основном определяются составом материнских пород и лишь в некоторой степени условиями метаморфизма. Намечаются общие тенденции к увеличению железистости и титанистости, а также к снижению содержания тетраэдрического алюминия и гидроксила биотитов по мере возрастания степени метаморфизма.

Однако в процессе метаморфизма в этом же направлении изменяется и состав самих пород, поэтому вопрос о причине этих изменений пока нельзя считать окончательно решенным.

Гранаты в глиноземистых гнейсах и кристаллических сланцах докембрийского комплекса в виде мелких зерен (0,2—0,6 мм) встреча-

ются довольно часто, но в небольшом количестве (до 3%). Иногда попадаются довольно крупные (до 8 мм) корродированные порфиробласты, часто почти полностью замещенные мелкозернистым агрегатом кварца, плагиоклаза, слюды и магнетита. В более сохранившихся выделениях нередко содержатся включения минералов основной ткани пород, своим спиралевидным расположением обрисовывающие характерную структуру «снежного кома», что свидетельствует о синтетектонической кристаллизации этих порфиробластов.

Для этих гранатов имеется пять химических анализов: по одному из гранат-кордиеритовых, биотит-силлиманитовых гнейсов и гранито-гнейсов и два из гранат-биотитовых кристаллослацев (Шнип, 1966;

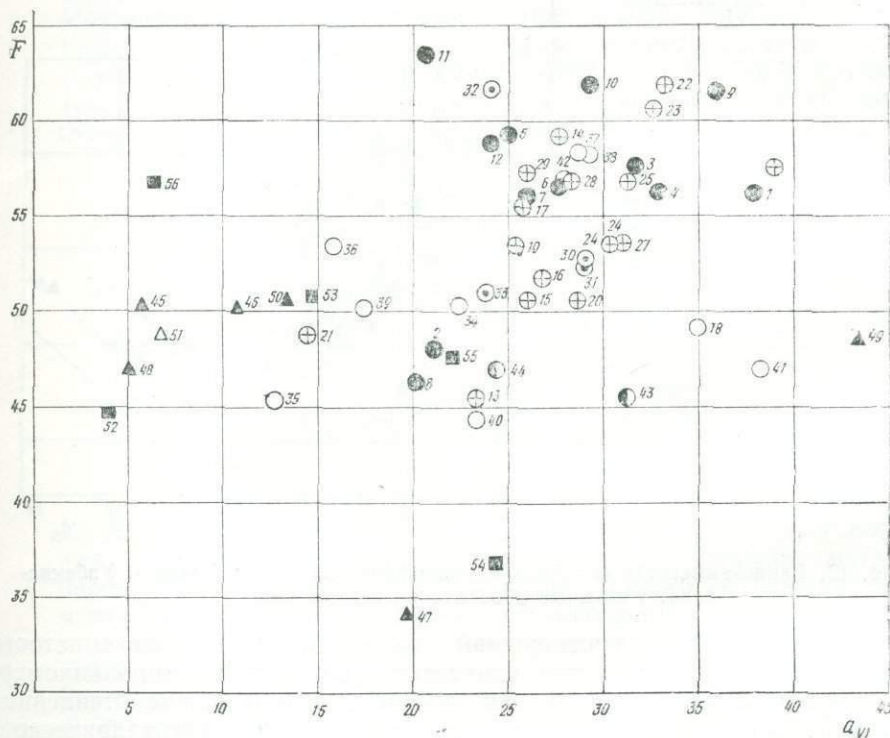


Рис. 13. Соотношение железистости и глиноземистости (a_{VI}) биотитов метаморфических пород Южного Узбекистана. Условные обозначения см. на рис. 9.

Хохлов, 1970). Как видно из приведенных данных (табл. 4 и 5) все они представляют собой малоизвестковистые пироп-альмандины. Содержание пиропового минерала в них колеблется от 12,7 до 19,3%, в среднем составляя около 16%, аgrossуляра и андрадита в сумме не превышает 13,1% при среднем содержании 7,7%.

По существующим представлениям (Коржинский, 1937, 1957; Соколов, 1949, 1961; Маракушев, 1965; Другова, Глебовицкий, 1965; и др.), величина железистости гранатов является функцией термодинамических условий минералообразования и уменьшается с ростом температуры и давления. Однако эта зависимость, вероятно, не всеобъемлющая, так как в данном случае она не выдерживается. Действительно, гранаты из наиболее высокотемпературных кордиеритовых и силлиманитовых гнейсов и гранито-гнейсов (пр. N1047^a, 833^a) характеризуются максимальной общей железистостью (80,0; 84,2; 85,5%), а сравнительно низко-

температурных — гранат-биотитовых гнейсов — минимальной (79,6:77,3%). Пока трудно судить, чем обусловлено такое отклонение. Вероятнее всего, главную роль здесь сыграли особенности состава материнских пород. В сосуществующих с гранатами биотитах железистость также снижается в указанном направлении от 63,4% (пр. 1044^a) до 61,6 (пр. 207) и 52,5% (пр. 110). Таким образом, для гранатов, как и для биотитов, наблюдается уменьшение железистости при снижении степени метаморфизма. Это, возможно, обусловлено влиянием на их состав процесса гранитизации пород, который, как указывалось выше, сопровождался повышением железистости темноцветных минералов. Однако это нуждается в дополнительной проверке на большем фактическом материале. Тем не менее гранат — самый железистый из темноцветных минералов и во всех случаях его железистость больше, чем железистость биотита.

В заключение остановимся на некоторых вопросах генезиса. По наблюдениям в многочисленных шлифах, новообразования граната особенно часто появляются в породах, в которых первичный биотит становится неустойчивым и диссоциирует, как, например, в кинцитгах, или замещается полевыми шпатами и кварцем при проявлении гранитизации и кислотного выщелачивания. При этом нередко наблюдается, что гранат развивается по биотиту или вблизи от него за счет компонентов, высвободившихся при его разложении.

По данным В. И. Лебедева (1964), на построение граната используется 80% вещества биотита. При этом в его состав входят феррические компоненты и октаэдрический алюминий, а щелочи вместе с тетраэдрическим алюминием и избытком кремнезема попутно образуют полевые шпаты. Ведущим является октаэдрический алюминий как самостоятельный компонент с определенной энергетической характеристикой, высвобождение которого при диссоциации биотита, на наш взгляд, обуславливает возникновение граната, если в данных условиях нет необходимости вхождения его в какие-либо другие минеральные фазы. Наши данные полностью подтверждают этот тезис. В свете изложенного становится понятным, в частности, появление граната в гранитизированных породах, где он связывает октаэдрический алюминий, высвобождающийся при замещении биотита полевыми шпатами, а также в результате внутренней перестройки биотита, сопровождавшейся, как отмечалось выше, уменьшением (а следовательно и высвобождением из него) этого компонента. Находит свое объяснение также и то, что в

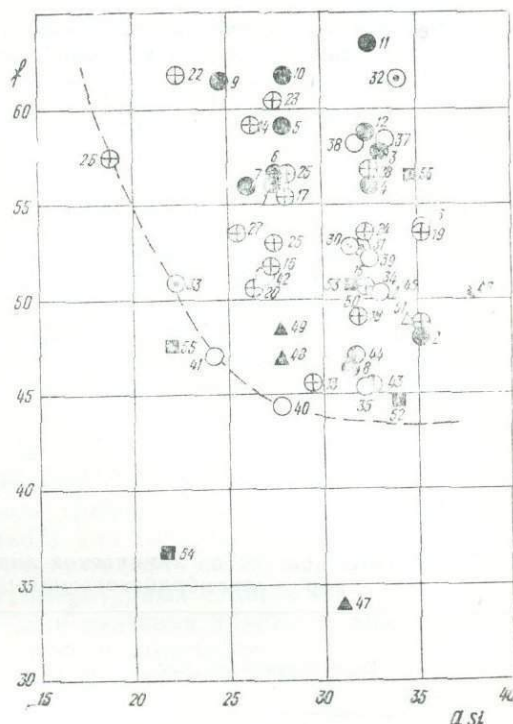


Рис. 14. Соотношения железистости и глиноземистости (a_{Si}) биотитов метаморфических пород Южного Узбекистана. Условные обозначения см. на рис. 9.

кинцитатах, несмотря на явную диссоциацию биотита, гранат появляется редко и в небольших количествах, так как в этих породах большая часть или даже весь октаэдрический алюминий входит в новообразованные кордиерит и силлиманит, которые более устойчивы при данных термодинамических условиях и повышенной железистости пород. Появление же существенных количеств граната в андалузитовых гнейсах и сланцах, видимо, обусловлено тем, что в андалузите алюминий имеет не шестерную, а пятерную координацию.

Таблица 4

Результаты химических анализов гранатов из глиноземистых пород докембрийского метаморфического комплекса, вес. %

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O
X-1047 ^a	37,23	0,12	20,64	32,33	—	3,02	3,38	2,10	0,20	0,12
X-833 ^a	37,01	0,25	20,81	0,41	31,96	1,77	3,04	2,80	0,32	0,10
X-835	37,42	0,16	19,82	32,01	—	4,20	4,47	1,40	0,25	0,20
Ш-1103	33,44	0,13	20,06	2,04	26,94	2,67	4,83	4,44	—	—
Ш-207	38,40	0,23	18,30	2,82	29,10	3,60	4,53	2,58	—	—

В породах, претерпевших кислотное выщелачивание, гранат играет роль промежуточного метастабильного минерала, призванного увязать в твердую фазу высвобождающиеся при этом процессе малоподвижные феррические компоненты и глинозем. Причем он снова проявляет антагонизм по отношению к силлиманиту и не менее явную привязанность к андалузиту. В этих условиях гранат вероятно, появляется лишь в случае

Таблица 5

Результаты пересчетов химических анализов гранатов из глиноземистых пород докембрийского метаморфического комплекса

Номер пробы	Коэффициенты кристаллохимических формул									Минеральный состав					Дополнительные коэффициенты	
	Fe ²⁺	Mg	Mn	Ca	Ti	x	Al	Si	Fe ³⁺	пироп	альмандин	спес-сарит	гросс-улар	андалит	f	F
X-1047 ^a	2,14	0,40	0,20	0,17	0,01	2,92	1,94	2,97	—	13,8	73,4	6,9	5,9	0,0	84,2	84,2
X-833 ^a	2,11	0,36	0,12	0,24	0,02	2,85	1,94	2,94	0,04	12,7	74,6	4,3	6,9	1,5	85,4	85,6
X-835	2,16	0,57	0,27	0,11	0,03	3,13	1,90	3,0	—	17,4	69,6	9,2	3,8	0,0	79,4	79,4
Ш-110	1,75	0,55	0,17	0,37	0,01	2,85	1,81	3,22	0,12	19,3	61,6	6,0	—	13,1	76,0	77,2
Ш-207	1,99	0,54	0,25	0,22	0,01	3,01	1,75	3,12	0,12	18,0	66,3	8,3	—	7,4	78,6	79,6

значительного избытка октаэдрического алюминия при отсутствии возможности вхождения его в другие минералы, а также достижения предела насыщения им реликтового биотита. По мере нарастания интенсивности кислотного выщелачивания этот гранат также становится неустойчивым и замещается кварцем с выносом всех остальных компонентов. Период его существования, несомненно, ограничивается кислотной стадией процесса, так как в позднюю щелочную стадию он замещается муковитом и кварцем.

Таким образом, устойчивость и количественные соотношения минералов, содержащих октаэдрический алюминий, зависят от условий метаморфизма. Однако их общее количество в породах примерно посто-

янно и, видимо, определяется исходным содержанием в них этого компонента. Поэтому можно согласиться с В. И. Лебедевым (1964) и в том, что появление при региональном метаморфизме метапелитов пород с гранатом или без него обусловлено исходным содержанием в них октаэдрического алюминия, кристаллическая позиция которого определяется соответствующим энергетическим состоянием атомов. При метаморфических преобразованиях пород происходит в основном перераспределение компонентов между минералами, устойчивыми при новых термодинамических условиях.

Кордиерит — также типоморфный минерал глиноземистых метапелитов. Он устойчив со ставролитом, андалузитом, мусковитом, биотитом и гранатом. В более высокотемпературных парагенезисах устойчивость его расширяется и если в ставролитовых и андалузитовых сланцах он довольно редок, то в кинцигитах силлиманитовой зоны развит весьма широко. Его распространение в рассматриваемых породах, также как и отсутствие в них кианита, достаточно убедительно свидетельствует о принадлежности их к малоглубинной андалузит-силлиманитовой фациальной серии низких давлений (по А. Мияширо и др.).

Кордиерит встречается обычно в виде неправильных, различных по величине (от 0,1 до 1,5 мм) зерен и составляет от нескольких до 65—70% объема пород. Однако в результате последующих процессов он полностью пинитизирован и не сохранился даже в виде реликтов. Поэтому о его составе можно говорить лишь по косвенным данным. Судя по широкому развитию среди вторичных продуктов серпентина, первичный кордиерит вероятнее всего был представлен маложелезистыми, существенно магниальными разновидностями. Общая железистость кордиеритов, определяемая по железистости сосуществующих биотитов и гранатов с помощью корреляционных графиков А. А. Маракушева (1965, 1968) и С. П. Кориковского (1967) для гнейсов силлиманитовой зоны (гранат-кордиеритовая и биотит-силлиманитовая субфации) составляет 40—42%, а для более низкотемпературных ставролит- и андалузитсодержащих сланцев — 30—32%. Эти значения приняты нами для расчета реакций и построения парагенетических диаграмм.

Как известно, кордиерит устойчив как в среднетемпературных, так и в высокотемпературных условиях. Наиболее высокотемпературной является ассоциация кордиерита с гранатом и калишпатом (\pm гиперстен), характерная для кордиерит-гранат-гиперстеновой или гранат-кордиеритовой субфации гранулитовой фации, по Д. С. Коржинскому (1936). Широко распространены также ассоциации кордиерита с силлиманитом, гранатом и ортоклазом, свойственные кинцигитам и отвечающие в основном гранат-кордиеритовой и более низкотемпературной биотит-силлиманитовой субфациям. Довольно обычны также его среднетемпературные парагенезисы с андалузитом и ставролитом. При повышении давления поле устойчивости кордиерита резко сужается и он замещается ассоциациями с гранатом, а в условиях гранулитовой фации — и гиперстеном. Поэтому сейчас уже общепризнано, что кордиерит является типоморфным минералом для метаморфических пород фациальных серий низких давлений (андалузит-силлиманитовый тип, по А. Мияширо).

Выше отмечалось, что в рассматриваемых породах кордиерит устойчив как в среднетемпературных, так и в высокотемпературных условиях и образует равновесные ассоциации со ставролитом, андалузитом, силлиманитом, гранатом и другими минералами. Однако его гиперстенсодержащие парагенезисы не были встречены. В связи с этим можно считать, что они сформировались в области температур и давлений от

андалузит (кордиерит)-ставролитовой субфации эпидот-амфиболитовой до гранат-кордиеритовой субфации гранулитовой фаций, андалузит-силлиманитовой фациальной серии низких давлений.

Ставролит — типоморфный минерал среднетемпературной эпидот-амфиболитовой фации, но имеются сведения (Хлестов, Ушакова, 1965), что в бескварцевых породах он устойчив до самых высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации. Однако в обычных кварц-содержащих породах P — T область устойчивости ставролита не выходит за пределы эпидот-амфиболитовой фации.

В рассматриваемых породах ставролит встречается очень редко, только в Сусызтауском блоке докембрия. Он образует в них редкие (до 3%) и часто единичные мелкие (до 0,5 мм) неправильные зерна, ассоциирующие с биотитом, мусковитом, андалузитом и, реже, кордиеритом. Парагенезисы его с калишпатом не встречены и, вероятно, невозможны в наших породах, почти повсеместно охваченных гранитизацией вследствие реакции ставролита и калишпата с образованием биотита. Может быть именно поэтому он так редок в наших породах и часто представляет корродированные реликты, не полностью замещенные биотитом. В более высокотемпературных ассоциациях ставролит исчезает, вероятно, в связи с замещением его гранатом и силлиманитом.

Химический анализ ставролита осуществить не удалось, поэтому о его составе можно судить лишь по косвенным данным. Для ставролита связь железистости с показателем преломления не однозначна, но хорошо коррелируется с железистостью сосуществующих гранатов. По графику С. П. Кориковского (1967), построенному на большом материале, со свойственными этим породам гранатам с железистостью 80—85% сосуществуют ставролиты с общей железистостью 77—80%. Эти значения приняты нами за предельные и использованы при построении парагенетической диаграммы для пород андалузит (кордиерит)-ставролитовой субфации. Сопоставление имеющихся данных по метаморфическим комплексам разных регионов показывает, что железистость ставролитов всегда несколько (на 5—6%) ниже, чем сосуществующих гранатов. Таким образом, для метапелитов намечается следующий ряд темноцветных минералов по возрастающей железистости: кордиерит—биотит—ставролит—гранат.

Касаясь вопросов генезиса можно заметить, что ставролит более характерен для кианит-силлиманитовых фациальных серий повышенных давлений, где он устойчив даже в амфиболитовой фации. При более низких давлениях он ограничен P — T областью эпидот-амфиболитовой фации и возникает обычно в породах, недосыщенных калием.

Минеральные парагенезисы и фациальные особенности пород

Рассматриваемые бедные кальцием метапелитовые породы характеризуются исключительным многообразием минерального состава, определяемым главным образом различными сочетаниями кварца, плагиоклазов, калишпата, биотита, мусковита, ставролита, граната, кордиерита, андалузита и силлиманита. Кварц и плагиоклазы фактически являются сквозными минералами, присутствующими почти во всех породах. Прежде чем рассматривать парагенетические ассоциации остальных минералов, необходимо сделать несколько предварительных замечаний в отношении поведения калиевого полевого шпата в этих породах.

Как известно, наличие или отсутствие этого минерала в породах служит показателем степени насыщенности их калием, существенно влияющей на минеральные парагенезисы. В случае недосыщенности

калием, в них появляются такие специфические минералы как жедрит, антофиллит, куммингтонит или ставролит, которые при повышении химического потенциала калия замещаются биотитом. Причем, весьма широко распространены метаморфические породы, в том числе многие из рассматриваемых здесь, в которых отсутствуют как калишпат, так и его антипороды и единственным калийсодержащим минералом в них является биотит. При дальнейшем повышении щелочности вместе с биотитом появляется и калишпат. В связи с этим при парагенетическом анализе принято различать породы, пересыщенные (с калишпатом) и недосыщенные (все остальные) калием (Коржинский, 1957; Маракушев, 1965; Кориковский, 1967). Целесообразно выделить дополнительно группу насыщенных калием слюдяных гнейсов и сланцев, в которых из калийсодержащих минералов присутствуют лишь слюды-биотиты и (или) мусковит, но нет калишпата и таких минералов, как жедрит. Так, к этой группе относится значительная часть пород докембрийского и нижнепалеозойского метаморфических комплексов Южного Узбекистана.

В данном случае нас больше интересуют соотношения пород различной щелочности. Этот вопрос возникает потому, что среди продуктов регионального метаморфизма одного и того же этапа встречаются породы различной щелочности, нередко тесно перемежающиеся друг с другом. Для рассматриваемого докембрийского комплекса породы различных фаций каледонской эпохи метаморфизма из калийсодержащих минералов содержат лишь слюды, в основном биотит, а калишпат появляется только в их гранитизированных разностях. При ортодоксальном подходе первые из них следовало бы отнести к группе насыщенных, а вторые — пересыщенных калием пород. Однако практически это одни и те же породы, но в последние привносится калишпат, замещающий слюды, плагиоклазы и некоторые другие минералы. Вместе с тем видно, что компоненты калишпата имеют местное происхождение и высвобождаются при минеральных преобразованиях самих пород. По представлениям Д. С. Коржинского (1936, 1953, 1957 и др.), А. А. Маракушева (1965, 1968 и др.), С. П. Кориковского (1968) и других исследователей, главную роль при этом играют реакции замещения слюд типа: $Mu + Kв = Силл + Орт + вода$ и (или) $Би + Силл = Альм + Корд + Орт + вода$. Особенно благоприятна для них гранулитовая фация метаморфизма, которая, по Д. С. Коржинскому (1936), характеризуется последовательной серией эндотермических реакций, по мере повышения температуры приводящих к сокращению парагенезисов биотита и затем полного распада его на гранат, кордиерит, гиперстен и ортоклаз.

Для описываемых пород рассчитана конкретная реакция замещения биотита, пограничная между биотит-силлиманитовой и гранат-кордиеритовой субфациями гранулитовой фации, имеющая вид: $3,9 Би_{55} + 13,0 Силл + 33,5 Кв = 1,2 Гр_{80} + 8,0 Корд_{42} + 7,7 Орт + 7,7 H_2O$. Наблюдаемые в породах соотношения минералов позволяют сделать вывод, что эта реакция характеризует не обычное замещение, а имеет более сложный механизм. Сущность ее не в замещении, а в диссоциации биотита по мере повышения температуры и давления в условиях избытка глинозема и кремнезема. При этом, фемические компоненты обычно связываются на месте в новообразованных гранате и кордиерите, а K_2O либо фиксируется здесь же в виде калишпата, либо мигрирует вместе с высвобождающейся водой в вышележащие породы, обуславливая их фельдшпатизацию при гранитизации. В зависимости от термодинамических условий, а также физико-механических свойств и степени де-

формации пород дистанция переноса щелочей может быть как весьма малой, так и довольно значительной. Однако в том и другом случае новообразованный калишпат в гнейсах гранулитовой и амфиболитовой фаций необходимо рассматривать как сингенетичный минерал и относить его при парагенетическом анализе к группе пород, пересыщенных калием.

Учитывая вышесказанное и конкретные соотношения минералов, рассматриваемые породы можно подразделить на две группы — пересыщенные и насыщенные калием. К первой относятся кинциты и большая часть биотитовых гнейсов, а ко второй — андалузитовые, ставролитовые и слюдяные кристаллические сланцы. Минеральные пара-

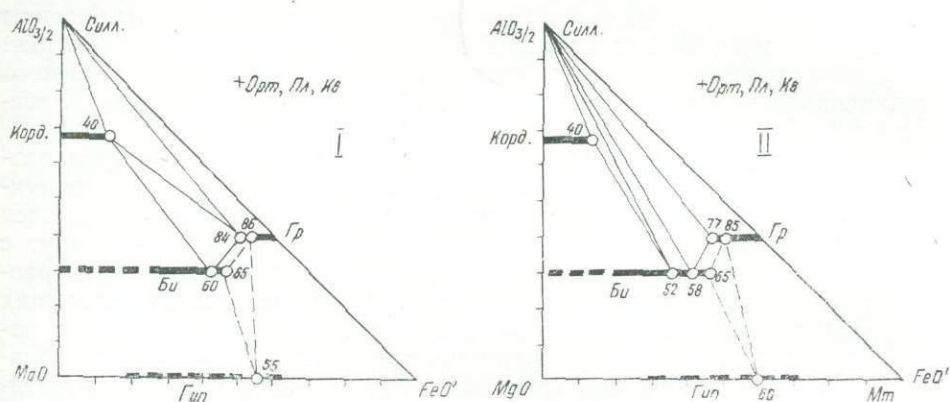


Рис. 15. Парагенезисы пересыщенных калием глиноземистых пород докембрийского комплекса.

Кордиерит-силлиманитовая субфация. Породы повышенной (I) и пониженной (II) железистости, отвечающие гранат-кордиеритовой и силлиманит-биотитовой субфациям (по Д. С. Коржинскому, 1936, 1957).

генезисы этих пород удобнее всего изобразить графически по методу Д. С. Коржинского (1936, 1957) в координатах: Al_2O_3 — MgO — FeO (рис. 15). Как видно, в группе пересыщенных калием пород отчетливо обособляются две группы минеральных парагенезисов, отвечающие выделенным Д. С. Коржинским (1936) гранат-кордиеритовой и биотит-силлиманитовой субфациям гранулитовой фации (рис. 15). Основное различие между ними заключается главным образом в двух парах взаимоисключающих парагенезисов кордиерита с гранатом ($Корд_{40-42} + Гр_{84} + Силл$ и $Корд_{40-42} + Гр_{84} + Би_{60}$) и биотита с силлиманитом ($Силл + Корд_{40-42} + Би_{52}$ и $Силл + Гр_{77} + Би_{58}$), так как остальные парагенезисы граната с силлиманитом или биотита с возможным гиперстеном, идентичны. По существующим представлениям (Коржинский, 1936 и др., Маракушев, 1965; Кориковский, 1968 и др.) переход от силлиманит-биотитовой к гранат-кордиеритовой субфации, осуществлявшийся в соответствии с приведенной выше пограничной реакцией, обусловлен повышением температуры. Однако в изучавшемся докембрийском комплексе породы этих двух температурных субфаций пространственно тесно связаны и часто перемежаются друг с другом даже в пределах сравнительно маломощных пачек. Предполагать градиенты температур в данном случае не реально. Учитывая повышенную железистость биотита и граната в парагенезисе с кордиеритом правдоподобнее считать, что появление этих ассоциаций обусловлено влиянием не

температуры, а исходного состава пород, о чем свидетельствует появление в них иногда и метастабильного четырехминерального (*Корд*+*Гр*+*Силл*+*Би*) парагенезиса. В связи с этим нам представляется более целесообразным объединить выделенные Д. С. Коржинским (1936) и детально изученные А. А. Маракушевым (1965) гранат-кордиеритовую и биотит-силлиманитовую субфации в единую кордиерит-силлиманитовую субфацию (минеральную фацию по Д. С. Коржинскому). Такое объединение подтверждается также тем, что силлиманит в изучавшихся кинцигитах часто образуется с кордиеритом и гранатом равновесные ассоциации и возникает вместе с ними за счет биотита при его диссоциации в процессе дегранитизации пород.

В заключение отметим, что, судя по железистости граната в парагенезисе с кордиеритом, рассматриваемые породы следует отнести к Намдеченской фации глубинности, по А. А. Маракушеву (1965), которая по своим особенностям близка к волластонитовой фации глубинности Д. С. Коржинского (1940). Однако среди рассматриваемых пород, да и вообще в докембрийском комплексе в целом, отсутствуют породы с волластонитом, а в прослоях мраморов обычны гранат и диопсид. Поэтому совершенно очевидно, что они сформировались в более глубоких условиях. По-видимому, железистость граната в данном случае также в значительно большей степени зависит от состава материнских пород, чем от давления.

Таким образом, при данных термодинамических условиях, отвечающих кордиерит-силлиманитовой субфации, соотношения парагенезиса и состава слагающих их минералов определяются в основном не градиентами температур и давлений, а составом пород.

В группе пород, насыщенных калием (рис. 16), различаются кордиерит-ставролит-андалузитовые, гранат-андалузитовые, кордиерит-ставролит-биотитовые, ставролит-гранат-биотитовые, гранат-биотитовые и другие кристаллические сланцы, позволяющие отнести их к ставролит-андалузитовой субфации амфиболитовой фации. В качестве составных частей в них присутствуют так же плагиоклазы (№ 16—28), кварц и, часто, мусковит. По сравнению с некоторыми одноименными породами рассмотренной выше более высокотемпературной кордиерит-силлиманитовой субфации, они характеризуются меньшей железистостью биотита (47—49%) и кордиерита (32%). Кроме того, они имеют меньшую щелочность, о чем свидетельствует появление в них ставролита, который не устойчив в присутствии калишпата.

Соотношения типоморфных минералов в этих породах довольно своеобразные. Кордиерит образует равновесные ассоциации с андалузитом, ставролитом и биотитом, но не встречается вместе с гранатом и, вероятно, возникает вместо него в маложелезистых породах. Андалузит также не устойчив с биотитом и частично замещает его. По-видимому,

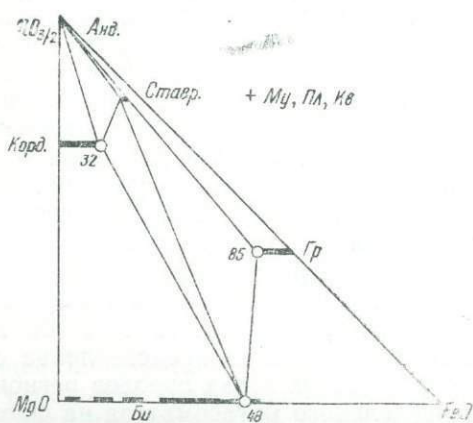


Рис. 16. Парагенезисы насыщенных калием глиноземистых пород докембрийского комплекса. Андалузит-ставролитовая субфация.

уже в условиях этой субфации начинается дегидратация гидроксилсодержащих минералов, достигающая максимума в гранулитовой фации с возникновением вместо слюд и ставролита новообразованных андалузита, кордиерита и граната.

С повышением температуры метаморфизма ставролит исчезает полностью, замещаясь кордиеритом, гранатом и андалузитом согласно реакции типа: $Ст + Кв = Корд + Гр + Анд (Силл) + H_2O$. Почти одновременно с ним исчезает и мусковит; вместо него образуется ассоциация андалузита и калишпата по реакции: $Му + Кв = Анд (Силл) + Орт + H_2O$. В это же время андалузит сменяется силлиманитом, знаменуя переход к биотит-силлиманитовой и, затем, гранат-кордиеритовой субфациям (по Д. С. Коржинскому), в пределах которых широко развиты гранат-кордиерит-силлиманитовые породы (кинцигиты) и устойчив калишпат.

Кинцигиты играют важную роль в формировании докембрийского комплекса. Остановимся более подробно на вопросе их генезиса.

Как отмечалось, эти породы — продукты наиболее высокотемпературной ступени прогрессивного регионального метаморфизма, о чем свидетельствуют свойственные им минеральные парагенезисы с кордиеритом, силлиманитом, олигоклаз-андезитом и, реже, алмандином. По представлениям одних исследований (Коржинский, 1936, 1962; Маракушев, 1965, 1968; и др.), они относятся к гранат-кордиеритовой и биотит-силлиманитовой субфации гранулитовой фации, а других (Тернер, Ферхуген, 1961; Елисеев, 1959; Судовиков, 1964 и др.) — по условиям образования отвечают переходной зоне между амфиболитовой и гранулитовой фациям. По поводу происхождения таких пород, как известно, существует несколько точек зрения, что свидетельствует, на наш взгляд, об их гетерогенности. Еще в 1914 г. П. Эскола высказал представление о том, что кинцигиты возникают в периферических зонах ореолов региональной гранитизации в результате магнезиального метасоматоза на фронте базификации. Однако согласно наиболее распространенной сейчас точке зрения (Ф. Тернер, Дж. Ферхуген, Ю. А. Кузнецов, Н. А. Елисеев, Н. Г. Судовиков), они образуются в процессе обычного регионального метаморфизма богатых глиноземом глинистых осадков в условиях амфиболитовой и, особенно, гранулитовой фаций. Некоторые исследователи (Раггас, 1946; и др.) отдают при этом предпочтение явлениям гидролиза глиноземистых минералов.

Как уже отмечалось, кордиерит и силлиманит в рассматриваемых породах образуются за счет биотита и приурочены в основном к обогащенным им участкам. Причем содержание кордиерита часто прямо пропорционально степени диссоциации биотита и замещения его силлиманитом и в общем определяется, по-видимому, количеством высвободившихся при этом феррических компонентов, а также заимствованного железа из аксессуарных рудных включений. Это указывает на автохтонный характер вещества кордиерита, что подтверждается также сопряженным развитием силлиманита и отсутствием каких-либо признаков дополнительного привноса магния извне. Кроме того, рассматриваемые кинцигиты встречаются преимущественно не в периферических, а во внутренних зонах центров гранитизации, непосредственно примыкающих к областям ультраметаморфизма и приурочены в основном к низам толщи. Причем имеются все основания предполагать, что в более глубокой, еще не вскрытой эрозией части толщи они распространены более широко. Поэтому в данном случае вряд ли можно объяснить их генезис с позиций П. Эскола — как результат магнезиального метасоматоза.

Как видно из вышеизложенного, для процесса образования рассматриваемых кинцититов характерна реакция превращения гидроксилсодержащего биотита в безводные кордиерит, гранат и силлиманит без дополнительного привноса вещества. На основании этого можно считать, что они являются результатом дегидратации и структурно-вещественной перестройки исходных биотит-кварц-плаггиоклазовых кристаллических сланцев в условиях высоких температур и давлений в глубинной зоне прогрессивного регионального метаморфизма. Формирование кинцититов сопровождалось выносом воды и калия, о чем свидетельствует отсутствие в них минералов (кроме реликтового биотита), содержащих эти компоненты. Таким образом, этот процесс К. Менерт (1963) и другие исследователи рассматривают как дегранитизацию. Возникновение этих пород, с нашей точки зрения, имеет исключительно важное петрогеническое значение, так как сопровождалось отщеплением метаморфогенных надкритических водных щелочных растворов, обусловивших последующее развитие процессов гранитизации, и затем — кислотного выщелачивания.

Известковистые алюмосиликатные породы (метабазиты)

Петрографическая характеристика

К этой группе относятся различные амфиболиты, роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы. Они образуют самостоятельную диймалекскую свиту и множество различных по мощности (от 0,3 до 40 м) пропластков и горизонтов в массе глиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев подстилающей палгарьской свиты. В последнее время среди них мы обнаружили небольшие тела амфиболитизированных эклогитов, что значительно расширяет имеющиеся сведения о составе и условиях формирования докембрийского комплекса.

Подробная геолого-петрографическая, петрохимическая и геохимическая характеристика этих пород дана во многих работах (Покровский и др., 1967, 1971, 1972; Хохлов, 1970; Головин, 1973; и др.). Здесь мы приводим лишь общие сведения о них, уделяя основное внимание условиям формирования с учетом новых данных.

Амфиболиты и роговообманковые гнейсы. Эти породы «в чистом виде» сохранились преимущественно как отдельные реликтовые прослои и скиалиты среди преобладающей массы их гранитизированных и окварцованных разновидностей.

Это слегка зеленоватые, почти черные плотные массивные или грубослоистые среднезернистые породы. Для амфиболитов характерна сланцеватость, а в гнейсах появляется полосчатая текстура, обусловленная чередованием тонких слоев, обогащенных амфиболитом или плаггиоклазом. Среди них преобладают относительно равномернозернистые породы, но нередко встречаются и порфиробластические разновидности с довольно крупными (до 5 мм) выделениями граната, амфибола, плаггиоклаза. Плаггиоклаз иногда образует гломеробластовые выделения.

Эти породы имеют гранобластовую или нематогранобластовую микроструктуру (рис. 17) и состоят главным образом из различных (от 0,3 до 1,8 мм) гипидиоморфных зерен обыкновенной роговой обманки и андезина (№ 30—48), а в единичных случаях — лабрадора (№ 55—60). Содержание плаггиоклазов в них обычно составляет 25—40%, но иногда возрастает до 60% или уменьшается до 5—6%. В последнем случае возникают существенно роговообманко-

вые разности амфиболитов. Довольно часто в этих породах присутствует гранат, представленный альмандином со значительной примесью пирроповой молекулы (см. табл. 12). Содержание его обычно колеблется в пределах 3—8%, но в некоторых разностях, которые следует уже называть гранатовыми амфиболитами, достигает 30%. Пироксены в амфиболитах и гнейсах практически отсутствуют, только в единичных образцах встречены мелкие зерна диопсида ($CNg=42-44$; $2V=+60^\circ$; $Ng-Np=0,027$) с железистостью около 40%. Первичные слюды и кварц в них отсутствуют. Во всех случаях, когда они имеются, появление биотита является индикатором начальной стадии последующей гранитизации, а кварца и мусковита — кислотного выщелачивания. Кали-



Рис. 17. Амфиболиты докембрийского комплекса:

А — мелкозернистый, с реликтовой порфировой структурой. Б — среднезернистый, с нематобластовой структурой. В — крупнозернистый, с гранобластовой структурой и обильными выделениями сфена, шпифры, николи+.

шпат появляется только в гранитизированных породах. Из аксессуарных минералов для них характерен сфен, который в виде довольно крупных идиоморфных выделений и скоплений составляет до 5% объема пород и наблюдается даже макроскопически. Присутствуют также единичные выделения апатита, циркона, рутила и пирита. Кроме того, в протолочных пробах из некоторых амфиболитов обнаружены анатаз, а в одной из проб — барит, целестин, андалузит и турмалин. Появление этих минералов, вероятно, обусловлено наложенными метаморфическими процессами.

Как видно из приведенных данных, рассматриваемые породы характеризуются довольно устойчивой ассоциацией роговой обманки со средним или основным плагиоклазом и альмандином, которая свидетельствует о формировании их в условиях амфиболитовой фации.

По химическому составу (табл. 6) амфиболиты и роговообманковые гнейсы близки к габбро-диабазам, а также пикритам и промежуточным разностям, отличаясь от соответствующих средних типов пород по Дзели

Результаты химического анализа эклогитов, амфиболитов
и роговообманковых гнейсов докембрийского метаморфического комплекса,
вес. %

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
X-29 ^a	49,31	0,35	11,28	1,33	9,05	0,20	14,00	8,97
П-254 ^Г	49,90	1,00	17,57	3,22	9,07	0,20	3,36	12,17
П-256 ²	51,22	0,37	12,16	2,57	11,66	0,27	10,39	9,52
П-256 ^Ж	51,18	0,24	12,14	4,48	7,50	0,12	13,90	8,00
П-271	53,82	0,67	13,69	1,76	7,49	0,14	8,26	9,80
П-289 ^В	45,14	0,09	20,43	1,60	2,88	0,10	10,39	15,20
П-299 ^б	49,10	0,47	10,81	2,53	6,19	0,12	16,09	12,20
П-608 ^а	46,02	0,52	18,81	3,26	10,22	0,12	7,16	9,30
П-1234	44,92	1,24	5,25	3,10	12,46	0,11	5,50	23,10
П-1235	50,76	1,91	16,02	2,58	8,97	0,19	5,59	10,64
П-1235 ^а	49,52	1,30	15,80	3,62	9,48	0,18	5,97	9,45
П-1235 ^б	49,50	1,46	16,20	1,60	10,48	0,21	6,17	9,73
П-1235 ^В	49,37	0,81	15,63	1,29	9,00	0,13	9,31	10,15
П-1235 ^д	55,53	0,83	16,60	2,18	7,96	0,20	6,17	6,25
П-1238	56,50	0,82	12,56	2,45	10,39	0,08	5,00	6,62

Номер пробы	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	+H ₂ O	-H ₂ O	П. л. п.	Сумма
X-29 ^а	0,91	1,23	0,06	0,05	0,03	0,48	—	3,20	100,45
П-254 ^Г	2,70	0,35	0,13	—	—	0,46	0,18	—	100,84
П-256 ²	0,40	0,16	Сл.	—	—	1,08	0,20	0,00	100,00
П-256 ^Ж	0,17	0,75	Сл.	0,66	—	1,07	0,24	0,00	100,45
П-271	1,21	1,13	0,10	0,00	—	—	0,26	1,08	99,41
П-289 ^В	0,67	1,77	Сл.	Н/об	—	1,39	0,40	0,37	100,43
П-299 ^б	0,98	0,18	Сл.	—	—	0,24	0,48	0,08	100,07
П-608 ^а	1,75	0,85	Н/об	—	—	0,30	0,32	1,32	99,95
П-1234	0,68	0,90	0,18	2,07	—	—	0,24	—	99,75
П-1235	2,90	0,40	0,20	0,13	—	—	0,0	0,59	100,15
П-1235 ^а	2,80	0,40	0,20	0,18	—	—	0,18	1,23	99,95
П-1235 ^б	2,40	0,40	0,25	0,00	—	—	0,06	1,15	99,55
П-1235 ^В	2,00	1,03	0,14	0,00	—	—	0,00	0,83	99,69
П-1235 ^д	1,20	2,00	0,13	0,09	—	—	0,05	1,14	100,19
П-1238	2,22	1,69	0,10	0,78	—	—	0,10	1,16	100,47

Пробы: П-1234 — эклогит; П-254^Г, П-1235, П-1235^а, П-1235^б, П-1235^В, П-1235^д — амфиболитизированные эклогиты; П-1238 — пироксен-роговообманковый гранито-гнейс; остальные — амфиболиты и роговообманковые гнейсы.

лишь повышенным содержанием кремнезема (см. рис. 27), что, возможно, обусловлено наложенным окварцеванием в связи с кислотным выщелачиванием. Это, а также результаты пересчетов химанализов по методу И. А. Доморацкого свидетельствуют о принадлежности их к ортопородам. Если же учесть, что они пространственно тесно связаны с апофлишюидной метаморфической толщей и нередко переслаиваются с глиноземистыми гнейсами, то образование этих пород в результате глубокого метаморфизма вулканогенных образований древней спилито-диабазовой формации становится совершенно очевидным. Подтверждением этому служат обнаруженные нами в некоторых из них полимпесстовая, порфировая и миндалекаменная структуры. В пользу этого свидетельствует также и тот факт, что в пространственной близости с амфиболитами кое-где встречены небольшие дискордантные тела амфиболитизированных габбро-диабазов, а также серпентинизированных и оталькованных гипербазитов, вероятно, представляющих собой субвулканическую фацию древних эффузивов (Покровский и др., 1965, 1967).

Эклогиты. В результате углубленного изучения докембрийских метабазитов на данном этапе исследований выявлена принадлежность многих гранатовых амфиболитов к формации эклогитов (Покровский, 1973).

Как известно, коренные выходы эклогитов в Средней Азии достоверно установлены в докембрийских метаморфических комплексах основания древней складчатой области Северного Тянь-Шаня (Актюз, Макбал), а апоэклогитовые гранат-глаукофановые породы — в Атбашинском хребте и некоторых других районах (Медведева, 1965; Добрецов, Соболев, 1970; Белькова, Огнев, 1971; и др.). В южной части Средней Азии до сих пор эклогиты встречались лишь среди ксенолитов в субплатформенных трубках взрыва щелочных базальтоидов Памира (Дмитриев, 1966) и Южно-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня (Баратов, Кухтиков и др., 1970). Поэтому обнаруженные здесь коренные выходы этих пород представляют значительный интерес.

Эклогиты приурочены к диймалекской свите ортоамфиболитов докембрийского комплекса. Они обнажаются в средней части хр. Байсунтау на водоразделе рек Ходжа-Бубарак и Диймалек, где образуют несколько небольших «реликтовых» тел линзовидной или неправильной формы, связанных постепенными переходами с вмещающими ортоамфиболитами.

Внешне это плотные среднезернистые породы, на общем серо-зеленом фоне которых отчетливо различаются обильные (до 35%) крупные (до 8 мм) выделения прозрачного карминно-красного граната. Последний всегда окружен калифитовыми каемками шириной до 1,5 мм, сложенными радиально-лучистыми симплектитовыми сростками роговой обманки (55%) и олигоклаза № 28—33 (45%) (рис. 18). Омфацит в них обычно полностью разложен и чаще всего представлен псевдоморфозами тонкозернистой массы, которая состоит из мельчайших зерен плагиоклаза и роговой обманки. В результате перекристаллизации эта масса преобразуется в плагиоклаз — роговообманковый симплектит, аналогичный симплектиту келифитовых каемок, а также более крупнозернистый агрегат или самостоятельные выделения этих минералов, псевдоморфные по омфациту. Первичный пироксен ($C_{Ng}=42^\circ$, $2V=60^\circ$, $Ng-Np=0,025$) в ассоциации с гранатом сохранился лишь в единичных случаях. Кроме того, в этих породах встречены скаполит, близкий по составу к мейониту ($Ng-Np=0,026$), образующий отдельные выделения и прожилки, а также единичные зерна кварца, титано-магнетита и пирита. В гранитизированных разностях появляются чешуйки био-

тита. Объемный вес пород колеблется в пределах 2,85—3,12 г/см³, в зависимости от степени их преобразований.

По химическому составу (табл. 6) эти породы в общем соответствуют эклогитам метаморфических комплексов (Медведева, 1965), а из магматических образований ближе всего отвечают различным габбро и габбро-диабазам. Повышенная известковистость некоторых из них, по-видимому, обусловлена наложенной амфиболлизацией. Все они характеризуются соотношениями компонентов, свойственными ортопородам (по И. А. Доморацкому) и также как амфиболиты, несомненно, относятся к метабазитам.

По отмеченным особенностям эти породы весьма сходны с амфиболизированными эклогитами Кокчетавского массива Центрального Ка-

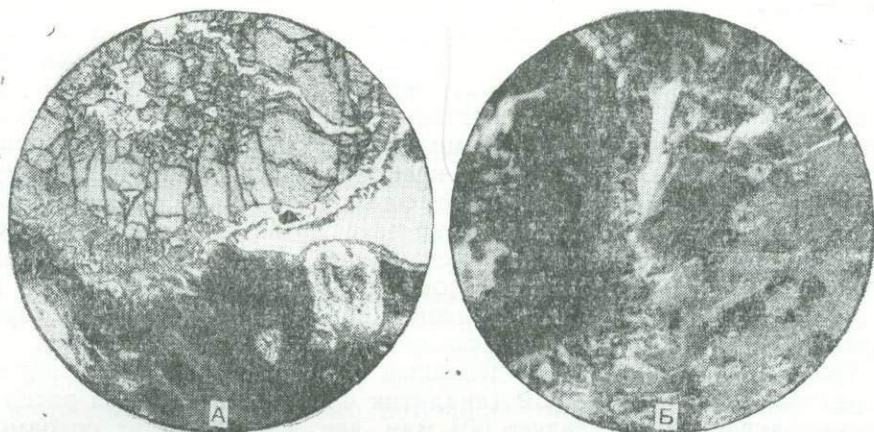


Рис. 18. Эклогит. Порфиробласт граната с келифитовой амфибол-плаггиоклазовой каемкой. Серая масса — разложившийся омфацит. Шлифы: А — николи —, Б — николи +.

захстана (Трусова, 1956), Актюзской серии Северного Тянь-Шаня (Добрецов, Соболев, 1970) и многих других регионов. В связи с этим принадлежность их к формации эклогитов очевидна.

Рассмотрим более подробно одну из характерных разновидностей этих пород (обр. № 254г). Она сложена в основном порфиробластами первичного граната (30—35%) и плаггиоклаз-роговообманковым агрегатом, псевдоморфным по омфациту. По валовому химическому составу этот амфиболизированный эклогит (табл. 6, рис. 27) близок к габбро-диабазу по Дэли, отличаясь лишь повышенной известковистостью. Результаты химического анализа граната и роговой обманки из него приведены в табл. 7 и 9.

Кристаллохимическая формула граната в расчете на 8 катионов имеет следующий вид: $(\text{Ca}_{0,90}\text{Fe}_{1,65}^{2+}\text{Mg}_{0,47}\text{Mn}_{0,04}\text{Fe}_{0,30}^{3+}\text{Ti}_{0,02})_{3,38}(\text{Al}_{1,97} \times \text{Fe}_{0,03}^{3+})_{2,0}\text{Si}_{3,0}$, 12.

Он состоит (%) из пиропы — 16, альмандина — 55, гроссуляра — 28, андрагита — 0, спессартита — 1. Общая железистость граната — 80,1%, показатель преломления — $1,767 \pm 0,002$, удельный вес — 4,03 г/см³. Удельный вес определялся нами микрообъемным методом.

Кристаллохимическая формула роговой обманки в расчете на 13 катионов следующая: $(\text{Ca}_{1,76}\text{Na}_{0,54}\text{K}_{0,06})_{2,36}(\text{Fe}_{1,30}^{2+}\text{Mg}_{2,48}\text{Mn}_{0,03} \times \text{I}_{0,20}\text{Fe}_{0,49}^{3+}\text{Al}_{0,53})_{5,0}(\text{Si}_{6,28}\text{Al}_{1,76})_{8,0}\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,82}\text{O}_{0,68})_{2,0}$, общая железистость —

41,8%. По составу и оптическим свойствам ($CNg=22^\circ$, $Ng-Np=0,024$ $2V=52^\circ$) она близка к гастингситам.

Как показали проведенные исследования, амфиболизация эклогитов в общем имела изохимический характер. Поэтому можно предполагать, что указанный выше состав псевдоморфного роговообманково-плагноклазового симплектита (Рог.—55%, Пл. № 28—33 (45%) в какой-то степени отражает соотношения компонентов в первичном пироксене. Довольно простой расчет позволил получить для него следующую кристаллохимическую формулу: $(Ca_{0,38} Na_{0,36} K_{0,01})_{0,75} (Mg_{0,37} Fe_{0,19}^{2+} Fe_{0,07}^{3+} Ti_{0,04} Mn_{0,0} Al_{0,58})_{1,25} (Si_{1,99} Al_{0,01}) O_6$, которая отвечает составу омфацита с содержанием жадеитового минала—29% и эгиринового—7%.

Наблюдающаяся реликтовая структура и соотношения главнейших минералов позволяют сделать вывод, что первоначально эти эклогиты состояли в основном из пироп-альмандинового граната (30—35%) и омфацита (65—70%), но впоследствии претерпели интенсивную амфиболизацию. При этом гранат взаимодействовал с омфацитом с образованием реакционных келифитовых каемок, свидетельствующих о незавершенности реакций, а омфацит замещался агрегатом роговой обманки и олигоклаза, с примесью титано-магнетита. С развитием этого процесса в породах постепенно уменьшалось содержание граната и в конечном счете они были преобразованы сначала в гранатовые, а затем в обычные амфиболиты. Появление прожилков скаполита и кварца, по-видимому, приурочено к регрессивной стадии амфиболизации.

Абсолютный возраст, определенный калий-аргоновым методом в лаборатории ИГиГ АН УзССР (аналитик Ф. А. Аскарлов), для рассматриваемых эклогитов составляет 604 млн. лет, а вмещающих ортоамфиболитов — 460—480 млн. лет. В связи с этим мы приходим к выводу, что эклогиты являются продуктом байкальской эпохи метаморфизма докембрийского комплекса, но в раннекаледонское время (O_{1-2}) претерпели повторный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации.

Таким образом, рассматриваемые породы по своим особенностям относятся к категории эклогитов метаморфических комплексов, а не мантии, и, вероятно, образовались за счет древних эффузивов основного или ультраосновного состава. По своей структуре, составу минералов, включая омфацит, характеру вторичных изменений его и пород в целом, а также по абсолютному возрасту главного и наложенного этапов метаморфизма эти породы аналогичны эклогитам Актюзской серии Северного Тянь-Шаня (Добрецов, Соболев, 1970; и др.). Обнаружение подобных эклогитов в нашем регионе позволит не только детализировать строение, состав и историю метаморфизма рассматриваемого докембрийского комплекса, в частности, отнести метаморфические образования байкальской эпохи к фациальной серии кианит-силлиманитового типа регионального метаморфизма повышенных давлений (Добрецов, Ревердатто, Соболев и др., 1970), но и уточнить ряд вопросов региональной геологии и глубинного строения Тянь-Шаня.

Главнейшие особенности типоморфных минералов

Типоморфными минералами этой группы пород являются плагиоклазы, амфиболы и гранаты. Здесь мы приводим их краткую характеристику. Дополнительно рассмотрим некоторые особенности ассоциирующих с ними биотитов для сопоставления с биотитами глиноземистых гнейсов.

Плагиоклазы в амфиболовых породах, по сравнению с глиноземистыми, характеризуются значительно большим содержанием анортитовой составляющей. В обычных амфиболитах и роговообманковых гнейсах они представлены основным андезином (№ 40—46), сдвойникованным преимущественно по аклиновому и альбит-эстерелевому законам. По составу он соответствует средним зонам иногда встречающихся в амфиболитах не полностью гомогенизированных зональных табличек плагиоклазов, которые в ядрах отвечают лабрадору (№ 48—55, 60), а в периферических зонах — кислым андезинам (№ 30—35). Основной андезин преобладает среди плагиоклазов, и, по-видимому, отвечает оптимальному соотношению химических потенциалов кальция и натрия в данных условиях метаморфизма. Это подтверждается тем, что наиболее гомогенизированные плагиоклазы в перекристаллизованных участках амфиболитов представлены подобным же андезином (№ 40—47). При этом сохраняются свойства им законы двойникования, хотя дополнительно отмечались карлсбадский и альбитовый законы.

В процессе гранитизации амфиболитов зерна андезина обрастают сначала каемками олигоклаза (№ 20—22), а затем альбита (№ 4—5) с образованием довольно крупных неправильных табличек псевдозонального строения. В небольшом количестве появляются их более мелкие самостоятельные выделения в интерстициях более ранних минералов. Возникновение кислых плагиоклазов, по нашему мнению, обусловлено необходимостью увязки в твердых фазах избытков кальция, высвободившегося в предшествующую стадию процесса при замещении андезина и роговой обманки биотитом и калишпатом. Однако в связи с возрастанием химического потенциала натрия с падением температуры стали более устойчивы плагиоклазы с меньшим содержанием анортитовой составляющей и широкое развитие получил альбит. Особенно наглядно это в интенсивно гранитизированных амфиболитах — тоналито-гнейсах Айлянгара, в которых плагиоклазы вследствие перекристаллизации полностью гомогенизированы и представлены уже кислым андезином (№ 32—40). Эти плагиоклазы отражают равновесное для условий гранитизации соотношение химических потенциалов кальция и натрия при данном содержании этих компонентов в исходных амфиболитах. Причем уменьшение в них анортитовой составляющей на 5—6% по сравнению с первичными плагиоклазами амфиболитов, вероятно, соответствует отмечавшемуся градиенту химического потенциала кальция.

Таким образом, для амфиболитов так же, как и для глиноземистых гнейсов, различаются две группы плагиоклазов: первая возникла в процессе прогрессивного регионального метаморфизма, а вторая — в результате последующей гранитизации пород. В заключение следует подчеркнуть, что в процессе гранитизации существенно сократился разрыв в составах плагиоклазов амфиболитов (№ 32—40) и изофациальных с ними глиноземистых гнейсов (№ 26—37). Причем в наиболее гранитизированных и окварцованных разностях различия между ними незначительны. По-видимому, это является одним из проявлений подмеченной для гранитизации тенденции к нивелированию составов пород и общей гомогенизации докембрийской толщи как физико-химической системы.

Амфиболы играют ведущую роль в рассматриваемых породах, составляют от 20 до 85% их объема и образуют в них устойчивые ассоциации с плагиоклазом, гранатом и, реже, диопсидом. В породах, подвергшихся гранитизации и кислотному выщелачиванию, они сохраняются лишь в виде корродированных метастабильных реликтов, не

полностью замещенных новообразованными биотитом, полевыми шпатами и кварцем.

Амфиболы представлены преимущественно бледноокрашенными роговыми обманками с весьма непостоянными оптическими свойствами, свидетельствующими о переменности состава. Максимальный показатель преломления их колеблется от 1,662 до $1,683 \pm 0,02$, а двупреломление от 0,018 до 0,026 с преобладающим отрицательным углом оптических осей, колеблющимся от 68 до 90°. Судя по этим данным, роговые обманки в основном отвечают эдениту, что подтверждается их рентгеноструктурным анализом (пр. № 271). Вместе с тем, среди роговых обманок встречается и оптически положительные разновидности, вероятно, приближающиеся по составу к паргаситу (гастингситу). По результатам рентгеноструктурного анализа (пр. № 254^a, 277, 509) этим роговым обманкам свойственна кристаллическая решетка тремолитового типа. Это свидетельствует об их возможной тесной связи с амфиболами тремолит-актинолитового ряда, от которых они отличаются присутствием глинозема.

Как видно из приведенных данных (табл. 7, 8), роговые обманки характеризуются довольно переменным составом. В частности, их общая железистость варьирует в пределах 32,3—56,8%. В связи с этим, особенности химизма удобно рассматривать по соотношениям их миналов — гипотетических членов изоморфного ряда.

По представлениям Ф. Р. Бойда (1961), состав амфиболов можно изобразить в виде твердого раствора следующих главных четырех изоморфных серий: тремолит-актинолита: $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$; эденита—ферро-эденита: $\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$; гастингсита-ферро-гастингсита: $\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$; чермакита—ферро-чермакита: $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.

Соотношение этих миналов С. П. Кориковский (1968) предлагает рассматривать с помощью коэффициентов изоморфизма:

Амфиболовый минал	a_{st}	a_{VI}^{3+}	a_{ca}
Тремолит	0	0	0
Эденит	12,5	0	33,3
Гастингсит (паргасит)	25,0	20,0	33,3
Керсутит	25,0	20,0	33,3
Чермакиг	25,0	40,0	0
Глаукофан	0	40	100,0

Проанализируем особенности состава наших амфиболов в координатах $a_{st} - a_{VI}^{3+}$ (рис. 19) и $a_{ca} - a_{VI}^{3+}$ (рис. 19). Роговые обманки из амфиболитов и гнейсов докембрийского комплекса по глиноземистости отвечают промежуточным разностям между эденитом и гастингситом при весьма незначительной примеси чермакитового комплекса. Причем, чем выше степень метаморфизма пород, тем ближе они по составу к гастингситу. Обращает на себя внимание, что роговые обманки из пород, претерпевших гранитизацию и кислотное выщелачивание, характеризуются уменьшенным содержанием гастингситового минала и близки по составу к эдениту, что, вероятно, обусловлено снижением температуры их образования. Это подтверждается также тем, что подобный состав имеют роговые обманки из пород эпидот-амфиболитовой фации нижнепалеозойского метаморфического комплекса. В отличие от них, амфиболы из зеленосланцевых пород среднепалеозойского комплекса обогащены чермакитовым миналом, а в некоторых появляется небольшая примесь глаукофанового.

На диаграмме $a_{ca} - a_{VI}^{3+}$ (рис. 20) устанавливаются подобные соотношения упомянутых миналов в наших роговых обманках. Кроме того,

Химический состав амфиболов из пород докембрийского метаморфического комплекса Южного Узбекистана, вес. %

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁺ +H ₂ O ⁻	SO ₃	CO ₂	P ₂ O ₅	F	Сумма
Амфиболиты и амфиболовые гнейсы																
П-254 ^Г	43,60	1,82	13,28	4,21	10,80	0,10	11,16	11,40	0,32	1,94	1,15	0,12	—	—	—	99,78
П-271	46,15	1,00	12,96	0,42	10,44	0,14	11,80	14,00	0,76	1,02	1,03	—	—	—	—	99,72
Х-823 ^Х	47,36	0,11	9,68	1,26	13,82	0,34	10,48	11,20	1,00	0,90	2,90	0,12	0,10	0,11	0,38	100,05
Х-914 ^Д	45,78	1,45	11,30	0,47	13,83	0,30	10,68	10,36	1,02	1,12	3,18	0,11	0,20	0,13	0,13	99,66
Х-142	43,56	1,81	13,30	4,17	10,82	0,02	11,19	11,37	0,34	1,92	1,21	0,04	0,20	0,00	—	100,08
Г-2053 ^А	45,05	2,75	10,90	2,30	10,23	0,26	12,21	10,09	0,80	2,18	2,24	—	—	0,41	—	99,42
Х-824 ^Е	40,21	0,71	18,54	1,43	11,01	0,19	9,27	12,89	0,60	1,36	3,54	0,02	0,20	0,11	—	100,08
Х-825 ^А	45,42	1,40	14,45	0,02	13,65	0,17	8,40	10,10	0,90	2,00	1,56	0,19	0,20	0,13	0,17	99,76
Х-195 ^А	50,56	0,50	11,75	0,03	10,78	0,24	12,50	9,41	0,57	1,09	1,70	0,07	0,20	0,05	—	99,45
Х-642 ^В	45,00	1,05	12,86	0,22	13,83	0,21	10,68	10,56	0,74	1,60	2,46	0,12	0,20	0,13	0,00	99,66
Х-815 ^А	38,15	2,12	11,75	9,59	22,62	0,60	3,32	7,01	1,56	1,47	0,75	0,13	0,20	0,51	0,00	99,99
Ш-230	45,41	1,35	10,50	4,22	12,39	0,27	11,63	11,73	0,34	1,35	0,48	0,03	—	—	—	99,70
Ш-314	42,00	0,83	17,19	0,39	14,37	0,28	9,72	11,87	0,60	1,95	0,76	—	—	0,06	0,50	100,30
Гранитизированные амфиболиты (тоналито-гнейсы)																
П-265 ^Б	47,88	0,78	14,08	1,22	12,96	0,14	9,30	10,60	0,76	1,44	0,58	—	—	—	—	99,74
П-288 ^Б	47,10	3,00	6,79	10,41	8,64	0,21	9,70	11,64	1,06	1,12	0,59	—	—	—	—	100,28
П-289	46,30	1,21	19,65	1,31	8,64	0,14	7,50	11,60	1,16	1,25	1,02	—	—	—	—	99,78
П-291	45,70	0,45	11,87	0,62	14,04	0,28	13,10	12,00	0,83	0,51	0,76	—	—	—	—	100,18
П-600 ^Б	45,50	0,27	13,37	3,09	9,38	0,16	13,35	12,40	0,69	1,16	0,51	—	—	—	—	99,88
Х-1	45,20	0,80	9,36	2,28	14,54	0,40	11,60	11,77	0,98	0,90	0,70	0,04	0,20	0,00	0,00	99,77
Х-509 ^А	45,94	0,90	11,86	1,25	13,29	0,22	10,70	10,80	1,08	1,00	1,85	0,20	0,20	0,14	—	99,43
Х-596	47,48	0,11	9,86	1,65	13,47	0,32	10,90	11,06	0,96	0,84	2,53	0,10	0,20	0,14	0,46	100,18
Х-913 ^Ш	46,82	1,50	9,70	15,57	12,50	0,42	10,30	0,40	—	0,62	2,20	—	—	—	—	100,03
П-245	42,24	1,20	11,72	2,36	17,33	0,50	8,30	9,75	1,75	1,25	2,65	0,15	0,00	0,41	0,00	99,61
Х-1070	42,15	1,00	11,06	2,47	17,70	0,54	8,56	10,34	1,42	1,06	2,73	0,10	0,20	0,28	0,00	100,16
Х-179 ^Д	40,25	1,50	13,19	2,62	17,24	0,56	8,90	7,50	1,74	1,09	3,70	0,18	0,48	0,46	0,00	99,41

Результаты пересчетов химических анализов амфиболов докембрийского метаморфического комплекса

Номер пробы	Коэффициенты кристаллохимических формул															Дополнительные коэффициенты				
	K	Na	Ca	x	Mg	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Ti	Mn	Al _{VI}	y	Si	Al _{IV}	Z	OH	f	F	a _{Si}	a _{Ca}	a _{VI} ³⁺
Амфиболиты и амфиболовые гнейсы (Рст)																				
П-254 ^Г	0,06	0,54	1,76	2,36	2,48	1,30	0,48	0,20	0,01	0,53	5,0	6,28	1,72	8,0	1,32	34,3	41,7	21,15	25,4	14,8
П-271	0,16	0,29	2,19	2,64	2,57	1,27	0,05	0,11	0,02	0,98	5,0	6,75	1,25	8,0	1,19	33,0	33,9	15,6	17,0	22,2
X-823 ^X	0,20	0,26	1,72	2,18	2,30	1,49	0,14	0,01	0,03	0,55	5,0	6,89	1,11	8,0	1,89	39,3	41,4	13,8	21,1	11,8
X-914 ^Д	0,20	0,32	1,63	2,15	2,33	1,21	0,06	0,12	0,04	0,62	5,0	6,56	1,44	8,0	1,96	34,1	35,2	18,0	24,1	15,6
X-142	0,03	0,62	1,70	2,35	2,47	0,89	0,46	0,20	0,01	0,80	5,0	6,48	1,52	8,0	2,0 ?	26,5	35,3	19,0	27,6	20,2
Г-2053 ^И	0,15	0,62	1,50	2,27	2,67	1,25	0,26	0,31	0,03	0,50	5,0	6,61	1,39	8,0	0,30	31,8	36,1	17,4	34,7	16,8
X-824 ^Е	0,12	0,38	1,94	2,44	2,00	1,33	0,16	0,08	0,02	1,05	5,0	6,81	1,19	8,0	2,0 ?	4,0	42,6	14,9	20,4	23,0
X-825 ^А	0,20	0,61	1,66	2,47	1,0	0,90	—	0,17	0,03	1,95	5,0	7,23	0,77	8,0	1,92	47,5	47,5	9,6	32,8	43,0
X-195 ^А	1,41	0,39	1,41	3,12	2,68	1,28	—	0,05	0,02	1,05	5,0	7,10	0,90	8,0	2,0 ?	32,3	32,3	11,2	22,0	22,4
X-812 ^В	0,12	0,44	1,53	2,09	2,24	1,63	0,02	0,12	0,03	0,52	5,0	6,38	1,62	8,0	2,0 ?	42,1	42,4	20,2	26,7	13,4
X-815 ^А	0,34	0,46	1,07	1,87	0,86	3,26	1,14	0,25	0,08	0,47	5,0	6,20	1,80	8,0	2,0 ?	79,1	83,6	22,5	42,7	16,0
Ш-230	0,06	0,39	0,87	1,32	2,58	1,56	0,46	0,15	0,03	0,59	5,0	6,75	1,25	8,0	0,27	37,7	43,9	15,6	34,0	15,4
Ш-314	0,11	0,56	1,88	2,55	2,15	1,79	0,05	0,09	0,03	1,27	5,0	6,25	1,75	8,0	0,83	45,4	46,1	21,9	26,2	27,8
Грацитизированные амфиболиты (тоналитогнейсы) (Рст)																				
П-265 ^Б	0,14	0,40	1,63	2,17	1,99	1,55	0,13	0,08	0,02	1,23	5,0	6,86	1,14	8,0	0,99	43,7	45,7	14,5	24,8	26,6
П-288 ^Б	0,20	0,32	1,86	2,38	2,16	1,08	1,17	0,35	0,02	0,22	5,0	7,03	0,97	8,0	0,59	33,3	51,0	12,1	21,8	11,8
П-289 ^И	0,21	0,35	1,80	2,36	1,62	1,04	0,14	0,13	0,02	0,05	5,0	6,70	1,30	8,0	0,69	39,0	42,1	16,2	23,7	4,0
П-291	0,15	0,14	1,82	2,11	2,75	1,66	0,07	0,05	0,03	0,44	5,0	6,46	1,54	8,0	0,72	37,6	38,6	19,2	13,7	10,4
П-600 ^Б	0,13	0,32	1,89	2,34	2,82	1,11	0,33	0,03	0,02	0,69	5,0	6,46	1,54	8,0	0,60	28,3	33,8	19,2	19,2	14,8
X-1	0,20	0,26	1,84	2,30	2,58	1,82	0,26	0,09	0,05	0,54	5,0	6,80	1,20	8,0	2,0 ?	41,3	44,6	15,0	20,0	13,6
X-509 ^А	0,20	0,28	1,67	2,15	2,38	1,64	0,14	0,10	0,03	0,87	5,0	6,80	1,20	8,0	2,0 ?	40,7	43,0	15,0	22,3	20,0
X-596	0,20	0,26	1,69	2,15	2,21	1,68	0,22	0,01	0,03	0,58	5,0	7,06	0,94	8,0	1,88	43,2	46,2	11,7	21,4	12,4
X-913 ^Ш	0,17	0,08	1,61	1,86	2,94	1,90	0,01	0,01	0,05	0,58	5,0	6,83	1,17	8,0	2,0 ?	39,2	39,3	13,9	13,4	12,8
П-245	0,32	0,38	1,55	2,25	1,87	2,18	0,26	0,13	0,06	0,43	5,0	6,35	1,65	8,0	2,0 ?	53,8	56,6	20,6	31,1	12,4
X-1070	0,28	0,30	1,67	2,25	1,92	2,23	0,30	0,12	0,07	0,36	5,0	6,40	1,60	8,0	2,0 ?	53,7	56,8	20,0	25,7	11,0
X-179 ^А	0,33	0,32	1,71	2,36	1,98	2,15	0,29	0,17	0,07	0,34	5,0	6,02	1,98	8,0	2,0 ?	52,0	55,2	24,0	27,5	11,6

в их составе существенную роль играет также тремолит-актинолитовый минал, содержание которого в них возрастает по мере снижения температуры их образования и достигает максимума в амфиболах из пород эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций нижнепалеозойского и среднепалеозойского комплексов.

Таким образом, рассматриваемые роговые обманки по химизму можно представить как твердый раствор трех изоморфных серий: тремолитовой, эденитовой и гастингситовой (паргаситовой), что находится в соответствии с их оптическими свойствами.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что состав роговых обманок закономерно изменяется по мере возрастания степени метаморфизма пород. С повышением температуры в них постепенно снижается роль тремолит-актинолитовой изоморфной серии, но возрастает

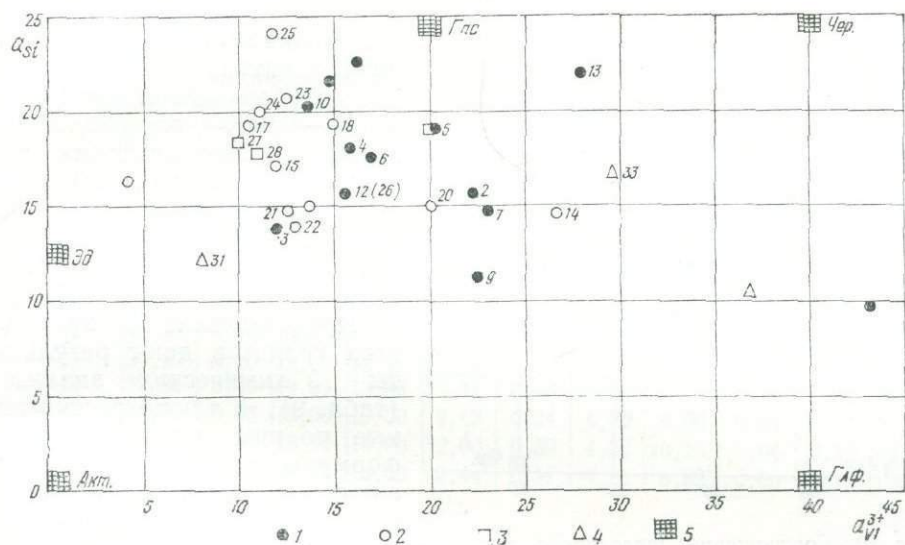


Рис. 19. Глиноземистость амфиболов метаморфических пород Южного Узбекистана.

1—2—из пород докембрийского комплекса: 1—амфиболитов и роговообманковых гнейсов, 2—гранитизированных их разновидностей, 3—амфиболовых сланцев нижнепалеозойского комплекса, 4—амфиболовых сланцев ниже-среднепалеозойского комплекса, 5—стандартные составы амфиболов.

значение эденитовой, а затем, гастингситовой. Это обусловлено последовательным увеличением степени изоморфизма $\text{Si} \rightarrow \text{Al}$, параллельно со снижением замещения $(\text{Mg}, \text{Fe}) \rightarrow (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})$ и, особенно, $\text{Ca} \rightarrow (\text{Na}, \text{K})$, вплоть до уровня, отвечающего гастингситу. Таким образом, видна постепенная гастингситизация роговых обманок по мере повышения температуры их образования.

Этот переход осуществлялся посредством твердофазовых обменных реакций амфиболов с сосуществующими минералами. Судя по повышению основности плагиоклазов в ассоциации с гастингситовыми роговыми обманками, в данном случае происходила реакция разложения чермакита, актинолита и альбита на гастингсит, анортит и кварц. Причем высвобождающийся избыточный кальций, по-видимому, способствовал не только повышению основности плагиоклазов, но в некоторых случаях и появлению диопсида.

Можно отметить, что какой-либо четкой закономерности в изменении железистости амфиболов в зависимости от температуры не наблю-

дается. По-видимому, в данных условиях метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фации она всецело определяется составом материнских пород, что не противоречит имеющимся данным по другим регионам (Костюк и Соболев, 1965; Другова и Глебовицкий, 1965; и др.).

Гранат в амфиболитах и роговообманковых гнейсах встречается в виде мелких (до 1 мм) зерен в количестве 10—12%. Только в амфиболитизированных эклогитах и апоэклогитовых гранатовых амфиболитах он образует более крупные зерна и достигает 30%. В последних гранаты находятся в реакционных отношениях с омфацитом, о чем свидетельствуют келифитовые каемки плагиоклаз-роговообманкового состава вокруг него.

Все гранаты представлены буровато-розовыми, реже карминно-красными изотропными альмандинами. Лишь в единичных случаях им свойственно слабое двупреломление (0,003—0,04), обусловленное, вероятно, динамическими напряжениями. Показатели преломления варьируют в пределах $1,795-1,812 \pm 0,02$, что примерно соответствует интервалу железистости (70—85%).

Представление о химизме этих гранатов дают результаты 10 химических анализов (табл. 9), а также рассчитанные по ним кристаллические формулы и другие коэффициенты (табл. 10). В отличие от гранатов глиноземистых пород, они содержат значительную примесь кальцийсодержащих минералов андрадита и особенно гроссуляра, суммар-

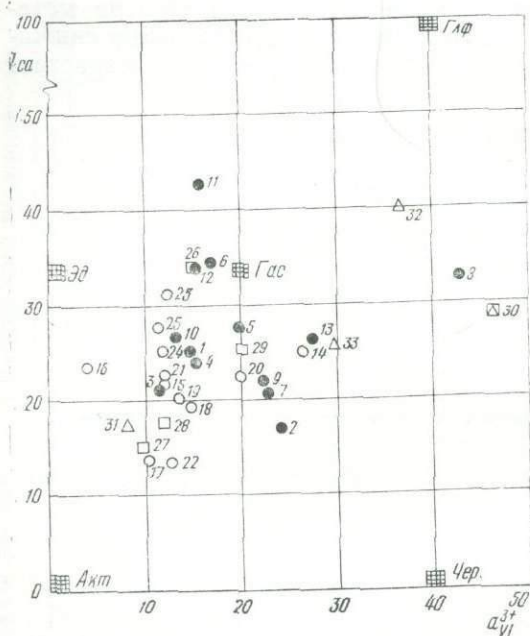


Рис. 20. Соотношение щелочности и глиноземистости амфиболов метаморфических пород Южного Узбекистана. Условные обозначения см. на рис. 19.

ное содержание которых колеблется от 17,8 до 38,6%. Это вполне естественно и находится в соответствии с составом материнских пород. Содержание альмандина в них составляет 43—58%, пирропа — 16—19%, а спессартита 1,0—3,3%. В связи с этим гранаты можно относить к группе пиральспитов, но учитывать повышенное содержание в них андрадита и гроссуляра.

По существующим представлениям (Соболев, 1949, 1961; Коржинский, 1957; Маракушев, 1965; Другова, Глебовицкий, 1965; Кориковский, 1968; и др.), из всех темноцветных минералов гранат характеризуется максимальной железистостью, уменьшающейся с возрастанием степени метаморфизма пород. Общая железистость рассматриваемых гранатов варьирует в пределах 71,6—80,8% и также значительно превышает таковую не только непосредственно сосуществующих с ними амфиболов (32,3—56,8%), но и биотита (37,7—61,3%) и связана с ними обратной зависимостью, т. е. повышение железистости граната сопровождается снижением ее у амфибола и отчасти биотита. Вместе с тем, какой-либо закономерности в изменении железистости гранатов в зависимости от температуры подметить не удалось. Намечается лишь

не очень отчетливая тенденция к увеличению их железистости с возрастанием температуры, как это наблюдалось в глиноземистых породах. По-видимому, и в амфиболитах она обусловлена особенностью валового состава исходных пород. Особенности генезиса этих гранатов нам представляются такими же, как и в глиноземистых породах, и подробно рассмотрены выше.

Биотиты встречаются в гранитизированных разностях амфиболитов и роговообманковых гнейсов. Чаще всего они развиваются по роговой обманке, вплоть до появления полных гомоосевых псевдоморфоз, но образуют и самостоятельные выделения, а иногда микропрожилки. Однако, судя по изменению состава, ассоциирующий с ними реликтовый амфибол в процессе гранитизации помимо замещения претерпевал также внутреннюю перестройку и приспособлялся к изме-

Таблица 9

Результаты химического анализа гранатов из амфиболовых пород докембрийского метаморфического комплекса Южного Узбекистана, вес. %

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Сумма
X—254 ^г	38,50	0,50	20,33	0,98	22,99	0,78	4,40	10,68	0,05	0,10	99,79
X—368	41,02	0,45	18,96	0,10	26,58	0,33	4,55	6,18	0,10	0,22	99,79
П—254 ^г	39,25	0,43	21,07	5,23	18,72	0,53	3,70	10,02	0,37	0,36	99,68
X—1054	39,32	0,45	20,98	5,32	18,84	0,55	3,36	10,20	0,22	0,24	99,68
П—368	39,62	0,53	19,05	6,72	19,14	0,32	4,00	9,80	0,25	0,31	99,74
X—362	39,99	0,40	18,24	14,12	11,86	0,37	4,15	10,04	0,05	0,24	99,97
X—149	39,98	0,49	18,32	13,88	12,41	0,36	3,98	9,78	0,06	0,34	100,39
П—265 ^б	38,90	0,25	19,00	19,00	9,12	0,34	4,02	9,00	0,04	0,25	99,92
П—288 ^б	40,08	0,51	18,10	14,00	12,00	0,39	4,02	10,10	0,04	0,38	99,62
X—368 ^а	38,71	0,27	18,92	18,68	9,44	0,37	4,14	8,89	0,06	0,19	100,34

няющимся условиям. Поэтому ассоциацию биотит — амфибол в гранитизированных породах, по нашему мнению, можно считать близкой к равновесной и отображать на парагенетических диаграммах.

По внешнему виду и оптическим свойствам эти биотиты практически аналогичны биотитам глиноземистых гнейсов и отличаются только более тонкими особенностями состава.

Представление об их химизме можно получить по результатам пяти химических анализов (табл. 11), а также вычисленным по ним кристаллохимическим формулам и некоторым другим коэффициентам (табл. 12).

Как видно из приведенных данных, общая железистость их варьирует в пределах 37,7—61,2%, т. е. несколько меньше, чем у биотитов из глиноземистых пород. Уменьшено в них также и содержание алюминия, изоструктурного с железом (см. рис. 13). По соотношениям алюминия в октаэдрической и тетраэдрической позициях описываемые биотиты также довольно резко отличаются от них и образуют на диаграмме самостоятельное поле малоглиноземистых биотитов (см. рис. 12). Можно отметить также несколько повышенное содержание в них щелочей, в связи с чем все они попадают не в первую, а во вторую группу щелочности биотита (см. рис. 10), по А. А. Маракушеву и И. А. Таранину (1964). Все эти особенности химизма рассматриваемых биотитов,

Таблица 10

Результаты пересчетов химических анализов гранатов из амфиболовых пород докембрийского метаморфического комплекса

Номер образца	Коэффициенты кристаллохимических формул									Минеральный состав					Дополнительный коэффци.	
	Fe ²⁺	Mg	Mn	Ca	Ti	X	Al	Si	Fe ³⁺	Пир	Альм	Спес	Грос	Анд	f	F
П-254 ^Г	1,65	0,47	0,04	0,90	0,02	3,08	1,97	2,99	0,33	16	55	1	28	0	77,8	80,8
П-368	1,27	0,47	0,04	0,83	0,03	2,64	1,79	3,15	0,40	17	54	1	21	8	67,2	78,0
Х-254 ^Г	1,23	0,52	0,09	0,91	0,06	2,81	1,90	3,04	0,06	18,9	44,9	3,3	29,7	3,1	70,2	71,2
Х-105 ⁴	1,20	0,38	0,06	0,82	0,05	3,05	1,90	3,01	0,30	14,4	43,7	3,2	25,0	12,7	75,9	79,8
Х-368 ^х	1,79	0,55	0,02	0,54	0,03	2,93	1,81	3,30	0,01	18,1	58,2	0,9	17,3	0,5	76,4	76,5
Ш-362	0,76	0,47	0,02	0,82	0,02	2,09	1,64	3,05	0,80	17,2	47,1	1,0	20,6	10,1	61,6	76,8
Х-149	0,80	0,46	0,03	0,82	0,03	2,14	1,63	3,05	0,80	17,1	43,3	1,1	30,2	0,7	63,4	77,6
27-265 ^б	1,68	0,50	0,02	0,80	0,01	3,01	2,84	3,0	0,16	17	56	1	19	8	77,0	78,6
П-288 ^б	1,55	0,52	0,03	0,90	0,02	3,02	1,78	3,0	0,22	17	52	1	19	11,0	74,8	77,2
Х-368 ^а	0,58	0,46	0,02	0,73	0,02	1,81	1,72	2,96	1,18	17,5	42,9	1,0	30,0	8,6	55,7	79,2

Таблица 11

Результаты химического анализа биотитов из амфиболовых пород докембрийского метаморфического комплекса Южного Узбекистана, вес %

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O [±]	P ₂ O ₅	F	SO ₃	CO ₂	Σ
Х-1	33,40	2,74	15,92	2,15	18,31	0,25	12,70	3,70	4,00	0,18	6,59	—	—	—	—	99,94
Х-797	33,50	3,87	18,10	5,59	14,72	0,14	8,06	4,90	4,50	0,50	5,79	0,40	—	—	—	100,07
Г-31/1	43,58	1,91	18,95	0,68	12,96	0,14	12,61	1,50	5,16	0,44	2,80	—	—	—	—	100,73
Г-31/2	40,85	2,52	17,28	0,37	14,94	0,14	9,25	1,26	5,70	1,06	3,44	—	—	—	—	99,81
Г-48/5	33,00	3,25	16,92	4,54	20,00	0,26	8,55	1,82	5,56	0,48	5,20	0,18	—	—	0,33	100,09

по нашему мнению, обусловлены спецификой состава амфиболовых пород и геохимическими условиями процесса гранитизации, которому они обязаны своим возникновением.

Таблица 12

Результаты пересчетов химических анализов биотитов из амфиболовых пород докембрийского комплекса

Номер пробы	Коэффициенты кристаллохимических формул											
	K	Na	Ca	(H ₂ O)	X	Mg	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Tl	Mn	Al IV	J
X-I	0,40	0,03	0,31	0,26	1,0	1,50	1,21	0,13	0,16	0,02	0,12	3,0
X-797	0,47	0,08	0,42	0,03	1,00	0,97	1,00	0,34	0,24	0,01	0,44	3,0
Г-31/1	0,47	0,06	0,12	0,35	1,00	1,34	0,78	0,03	0,10	0,01	0,73	3,0
Г-31/2	0,56	0,16	0,10	0,18	1,00	1,05	0,95	0,19	0,14	0,01	0,66	3,0
Г-48/5	0,54	0,07	0,15	0,24	1,00	1,01	1,32	0,27	0,19	0,02	0,19	3,0

Номер пробы	Коэффициенты кристаллохимических формул				Дополнительные коэффициенты							
	Si	Al ^{IV}	Z	OH	f	F	^{IV} a _{Si}	^{VI} a _{VI}	Si/Al	$\frac{Mg+Fe}{Al}$	$\frac{Na+K}{Al}$	K/Na
X-I	2,64	1,36	4,0	1,20	44,7	47,2	34,0	3,82	1,78	1,93	0,29	13,3
X-797	2,74	1,26	4,0	2,0	50,6	57,3	31,5	14,7	1,61	1,77	0,32	5,87
Г-31/1	3,13	0,87	4,0	2,0	36,7	37,7	21,7	24,3	1,95	1,34	0,33	7,83
Г-31/2	3,11	0,89	4,0	1,38	47,5	52,1	22,2	22,0	2,00	1,41	0,46	3,5
Г-48/5	2,61	1,39	4,0	1,97	56,7	61,2	34,7	6,3	1,65	1,65	0,38	7,71

Минеральные парагенезисы и фациальные особенности пород

Амфиболовые породы, в отличие от глиноземистых, характеризуются сравнительно небольшим количеством минеральных парагенезисов. Это объясняется довольно однообразным минеральным составом, определяемым в основном роговой обманкой, плагиоклазом, гранатом и отчасти диопсидом. Биотит, калиевый полевой шпат и кварц появляются только в гранитизированных разностях пород. Вместе с тем в них отсутствуют такие минералы, как куммингтонит, что позволяет считать их насыщенными калием.

Учитывая относительную обогащенность этих пород известью, рассматривать зависимость их минерального состава от химизма удобнее в системах: CaO—MgO—FeO и CaO—(Mg, FeO)—AlO_{3/2}.

Для амфиболитов и роговообманковых гнейсов характерны устойчивые ассоциации роговой обманки с гранатом, диопсидом, а также биотитом (рис. 21). При этом диопсидовые ассоциации обычно включают также лабрадор (№ 58—60), а гранат-роговообманковые — андезин (№ 30—47). В гранитизированных разностях пород равновесие биотит-гранат-роговообманкового парагенезиса несколько смещается в железистую область, что сопровождается изменением состава плагиоклазов до олигоклаза (№ 14—22).

О фациальных условиях формирования этих пород можно сказать, что широко распространенная в них ассоциация роговой обманки со средним плагиоклазом и гранатом, содержащим до 19% пироповой составляющей, свидетельствует о принадлежности их к амфиболитовой

фации. Вместе с тем появление в них ассоциаций с диопсидом и отмечавшаяся выше систематическая гастингситизация роговой обманки по мере повышения температуры указывают на приближение их по условиям формирования к гранулитовой фации. В пользу этого свидетель-

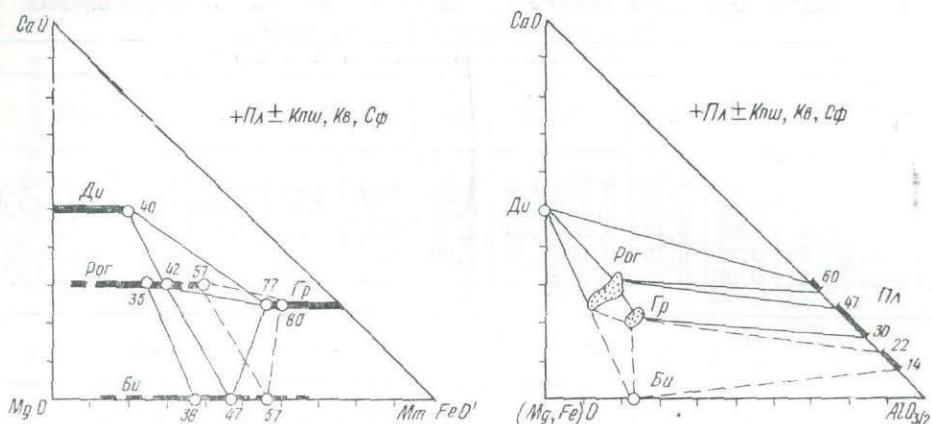


Рис. 21. Парагенезисы амфиболитов и роговообманковых гнейсов докембрийского комплекса. Породы диопсид-роговообманковой ступени, насыщенные калием. Пунктиром показаны парагенезисы гранитизированных амфиболитов. Цифрами указана общая железистость темноцветных минералов и основность плагиоклазов.

ствуют и полученные нами с помощью разработанных Л. Л. Перчуком (1966, 1967) амфибол-плагиоклазового и амфибол-гранатового геотермометров данные о температурных условиях формирования амфиболитов и их гранитизированных разновидностей (табл. 13).

Таблица 13

Температурные условия формирования амфиболитов и их гранитизированных разновидностей

Порода	Номер пробы	Амф. × Са	Номер плаг.	Плаг × Са	Т°С Амф-плаг	Амф. × Mg	Гран × Mg	Т°С Амф-гран
Амфиболиты и гнейсы исходные	254	0,746	40	0,403	615	0,586	0,216	600
	271	0,793	42	0,408	575	—	—	—
	265 ^б	0,753	40	0,403	610	0,538	0,212	615
	288 ^б	0,777	53	0,521	650	0,485	0,222	650
Гранитизированные	289 ^в	0,760	26	0,259	500	—	—	—
	291	0,826	37	0,371	525	—	—	—
	600 ^б	0,819	40	0,403	550	—	—	—

Как видно, температура образования исходных амфиболитов и роговообманковых гнейсов составляет 650—575°С, а гранитизированных разновидностей — 550—500°С, что подтверждает сделанный выше вывод о принадлежности этих пород к амфиболитовой и частично гранулитовой фации. Более дробное подразделение их на субфации пока не представляется возможным.

Минеральные парагенезисы амфиболитизированных эклогитов показаны в координатах Са—(Mg, Fe)O—Al₂O_{3/2} (рис. 22). Для современного их минерального состава характерны ассоциации роговой обманки с гранатом и плагиоклазом, а также менее кальциевым гранатом

и биотитом. При петрографической характеристике этих пород отмечалось, что плагиоклаз-роговообманковая ассоциация псевдоморфна по омфациту, а биотит появляется лишь в породах с повышенным химическим потенциалом калия.

Чтобы получить представление о первичных минеральных парагенезисах этих пород, нами пересчитаны результаты валового химического анализа одного из их образцов (№ 254г) на состав эклогита.

При этом учитывались имеющиеся данные о химизме слагающих их роговой обманки и граната, а также плагиоклаза и предполагался изохимический характер амфиболизации. Полученные результаты свидетельствуют о повышении в плагиоклазах, ассоциирующих с омфацитом, содержания анортитовой составляющей до 70—75% за счет кальция, используемого сейчас в амфиболе. Вместе с тем становится устойчивой трехминеральная ассоциация: омфацит—гранат—кианит (?), обычная для эклогитов других регионов. Возможно появление также ассоциации омфацит—гранат—гиперстен, особенно в области составов, обогащенных магнием.

Таким образом, по предполагаемым первичным минеральным парагенезисам описываемые породы полностью отвечают эклогитам метаморфических комплексов.

Известково-карбонатные породы (мраморы)

Известково-карбонатные породы развиты весьма незначительно и представлены исключительно мраморами. Наиболее мощный (до 30 м) и выдержанный их горизонт прослеживается среди гнейсов палгарьской свиты в юго-западном крыле Бахчинской брахиантиклинали на правобережье р. Сангардак. Кроме того, здесь же, а также в бассейнах рек Ходжа-Бузбарак, Диймалек, Айлянгар и на некоторых других участках встречено еще несколько отдельных маломощных (до 6 м) прослоев этих пород. Каких-либо закономерностей распределения их в докембрийской толще пока выявить не удалось, хотя в некоторых случаях намечается их приуроченность к границам крупных ритмопачек.

Ввиду относительной однородности минерального состава мраморов исключена возможность расчленения их по фациям метаморфизма, поэтому приводится лишь общая их характеристика.

Обычно это яснокристаллические средне- или крупнозернистые (1—5 мм), светло-серые или серые породы. Среди них иногда попадаются и почти белые сахаровидные разновидности. Характеризуются гранобластовой структурой и состоят из крупных гипидиоморфных и изометричных зерен карбоната с многочисленными двойниками трансляционного скольжения (рис. 23). По данным микроскопических наблюдений,

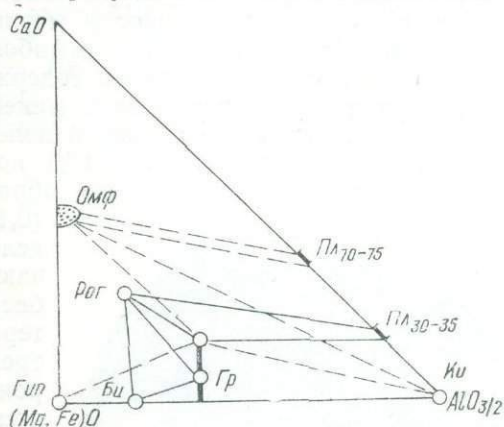


Рис. 22. Парагенезисы амфиболизированных эклогитов докембрийского комплекса. Пунктиром показаны предполагаемые парагенезисы исходных эклогитов.

а также термического и химического анализов почти все мраморы преимущественно кальцитовые, а доломитистые различия среди них исключительно редки и встречаются в виде единичных маломощных прослоев. Возникновение последних обусловлено, вероятно, наложенной доломитизацией, так как при диагностическом прокрашивании в них отчетливо выявляются структуры замещения кальцита доломитом. Они, возможно, обусловлены выносом магния и кальция при гранитизации и кислотном выщелачивании амфиболитов.

Обычно мраморы почти не содержат посторонних примесей, но иногда среди них встречаются и минерализованные различия, которые нередко обладают сегрегационной полосчатостью и содержат довольно значительное количество (до 30%) новообразований диопсида, граната, реже паргасита и флогопита, образующих различные по величине



Рис. 23. Мрамор с гранобластовой структурой. Двойники скольжения в кальците. Шлиф, николи+.

(0,1—2,5 мм) гипидиоморфные выделения и скопления. Иногда встречаются отдельные выделения альбита, кварца и магнетита. Из гистерогенных минералов встречены тремолит, серпентин и хлорит, вероятно, псевдоморфные по гиперстену или форстериту. Минерализованные мраморы образуют маломощные (до 0,5 м) полосы внутри прослоев обычных чистых разновидностей, а также приуроченные к их подошве или кровле. Они не несут на себе явных следов метасоматического происхождения и, по-видимому, образовались в условиях амфиболитовой фации в результате нормального регионального метаморфизма карбонатных осадков, содержащих примесь терригенного мате-

риала. К процессам гранитизации и кислотного выщелачивания мраморы оказались практически не восприимчивы.

Минеральные парагенезисы мраморов рассмотрены нами в системе $\text{SiO}_2\text{—CaO—(Mg, Fe)O}$, которая наиболее полно отражает особенности их состава. Наблюдаемые соотношения минералов позволяют наметить две ступени: высокотемпературную — диопсид-доломитовую и средне-температурную — паргасит-доломитовую (рис. 24).

Первая из них характеризуется устойчивыми кварц-диопсид-кальцитовой и диопсид-кальцит-доломитовой ассоциациями. Принимая во внимание состав гистерогенных минералов, можно предположить также существование в породах этой ступени ассоциации минералов с гиперстеном и (или) форстеритом: кварц-диопсид-гиперстеновой, диопсид-гиперстен-форстеритовой и диопсид-форстерит-доломитовой.

Породам паргасит-доломитовой ступени также свойственна устойчивая кварц-диопсид-кальцитовая минеральная ассоциация. Однако наиболее характерна для нее диопсид-паргасит-кальцитовая и паргасит-кальцит-доломитовая ассоциации, возникновение которых, по-видимому, обусловлено не только понижением температуры и связанным с этим повышением химического потенциала воды, но, вероятно, и возрастанием активности щелочей.

В пределах как той, так и другой температурных ступеней в кварц-диопсид-кальцитовой ассоциации нередко присутствует плагиоклаз, а во всех остальных — флогопит.

Как видно из приведенных данных, рассматриваемые мраморы характеризуются высокой устойчивостью карбонатов и их парагенезисов с диопсидом и кварцем, что, несомненно, обусловлено повышенным парциальным давлением углекислоты во флюидах. Наиболее распространенные мраморы диопсид-доломитовой ступени как в нашем, так и во многих других регионах (Коржинский, 1936; Маракушев, 1965; и др.) в виде прослоев залегают среди глиноземистых гнейсов биотит-силлиманитовой и гранат-кордиеритовой субфации гранулитовой фации (по Д. С. Коржинскому) и несомненно изофациальны с ними.

Таким образом, рассмотренные выше метапелитовые, метабазитовые и карбонатные метаморфические породы докембрийского комплекса

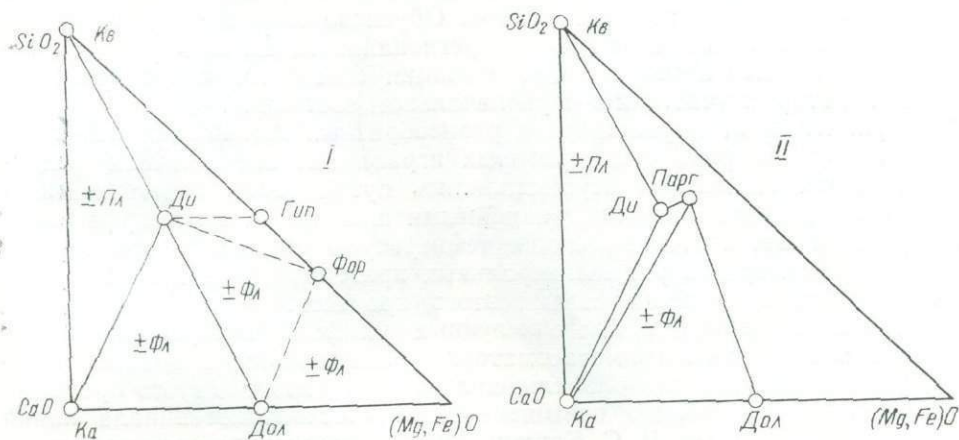


Рис. 24. Парагенезисы мраморов докембрийского комплекса. Ступени метаморфизма:

I — диопсид-доломитовая, II — паргасит-доломитовая.

несмотря на специфику состава, отразившуюся в наборе и особенностях минеральных парагенезисов, изофациальны и по условиям метаморфизма отвечают амфиболитовой и верхам гранулитовой фаций. Это подтверждается также приведенными выше геотермическими данными, значениями индекса метаморфизма по М. Фросту (Frost, 1962), который варьирует в пределах 4,54—5,09, соответствующих высокотемпературной части амфиболитовой фации и границе ее с гранулитовой, и многими другими материалами.

Особенности проявления гранитизации

Геолого-петрологические особенности

Рассмотренные выше породы в той или иной степени охвачены гранитизацией, в результате которой возникли порфиробластические и полосчатые фельдшпатизированные разности, а в качестве конечного продукта — гранито-гнейсы и метасоматические граниты. В пространственном размещении они полностью подчиняются каледонской тектонической структуре докембрийского комплекса и слагают в основном своды и частично крылья крупных брахиантиклиналей и куполов, располагаясь в их средней части, промежуточной между внутренней ядерной областью преобладающего развития ультраметаморфизма и внешней — кислотного выщелачивания. Более слабое проявление гранитиза-

ции в крыльях, где чаще встречаются исходные регионально метаморфизованные породы, по-видимому, можно объяснить тем, что процесс в общем имел вертикальную направленность. Тем не менее довольно отчетливо устанавливается концентрическое расположение зон проявления последовательных стадий гранитизации, фиксируемых изоградами вторичного биотита, калишпата и альбита, поверхности которых в плане и разрезе полностью совпадают с конфигурацией брахиантиклинальных структур. При этом зоны под острым углом срезают изограды предшествующего регионального метаморфизма, в связи с чем каждая стадия гранитизации последовательно охватывает практически весь известный разрез толщи. Именно этим, с нашей точки зрения, можно объяснить тот факт, что гранитизации подверглись не только биотитовые гнейсы и сланцы, но и обнажающиеся на современном эрозивном срезе верхние горизонты кинцититов. Обусловленное же каледонскими движениями несопадение ореолов регионального метаморфизма и последующей более локальной гранитизации способствовало сохранению их на некоторых участках в первоначальном состоянии.

Гранитизация выражалась в разнообразных изменениях исходных пород, главную роль среди которых играла натрово-калиевая фельдшпатизация. Изменения осуществлялись путем взаимодействия минералов с поровыми и инфильтрационными щелочными метаморфогенными растворами, по мере падения температуры обусловившего образование закономерного ряда минеральных преобразований и новообразований последовательных стадий этого процесса.

По наблюдениям в многочисленных шлифах, переработка пород начиналась с калиевого метасоматоза, проявившегося в виде биотитизации, а затем интенсивной фельдшпатизации. Развитие этого процесса, несомненно, обусловлено повышением химического потенциала калия среди подвижных (по Д. С. Коржинскому) компонентов растворов и переходом его в инертное состояние с фиксацией в твердых фазах.

Вторичный биотит в виде отдельных выделений и мелкочешуйчатых агрегатов развивается в основном по кордиериту и силлиманиту, заимствуя из них необходимые компоненты, а также частично замещает плагиоклазы и образует микропрожилки и скопления в интерстициях между зернами минералов. Одновременно происходит регенерация и разрастание существовавших ранее чешуек биотита, которые, вероятно, сопровождалась кристаллической перестройкой, о чем свидетельствует изменение их оптических свойств и очистка от посторонних механических примесей. Отмечается также довольно значительное увеличение железистости биотита.

Примечательно, что новообразованный биотит иногда переполнен включениями аксессуарных циркона, монацита и апатита. По-видимому, это можно объяснить тем, что с калием в эту стадию из растворов в твердую фазу выпадали и многие редкие элементы. Развитие этого процесса привело к увеличению содержания биотита в рассматриваемых породах, вплоть до возникновения в отдельных случаях анхимономинеральных биотититов.

Калиевая фельдшпатизация проявилась весьма интенсивно и выразилась в послонном и межгранулярном развитии калиевого полевого шпата, в отдельных случаях достигающего 35% объема пород. Нередко образуются также его крупные (до 4—6 мм) порфиробласты, обуславливающие возникновение очковых гнейсов. Калиевый полевой шпат корродирует и замещает кордиерит, все генерации биотита, плагиоклазы, в меньшей степени силлиманит и кварц и содержит их реликты в виде пойкилитовых включений (рис. 25, А). В момент образования он

был представлен относительно высокотемпературной модификацией и содержал значительную примесь альбитовой составляющей, о чем свидетельствует появление пертитов распада при превращении в микроклин в процессе упорядочения его кристаллической структуры (рис. 25, Б). Как известно, максимум температур гомогенизации твердого раствора альбита и ортоклаза при стандартных условиях составляет 660°C . Поэтому можно считать, что процесс фельдшпатизации протекал при температурах, превышающих 500°C . Об этом же свидетельствуют расчетные данные температур образования калишпатов из гнейсов и гранито-гнейсов, полученные по коэффициентам распределения альбитовой молекулы в калишпатах и плагиоклазах методом Т. Барта (1962) и

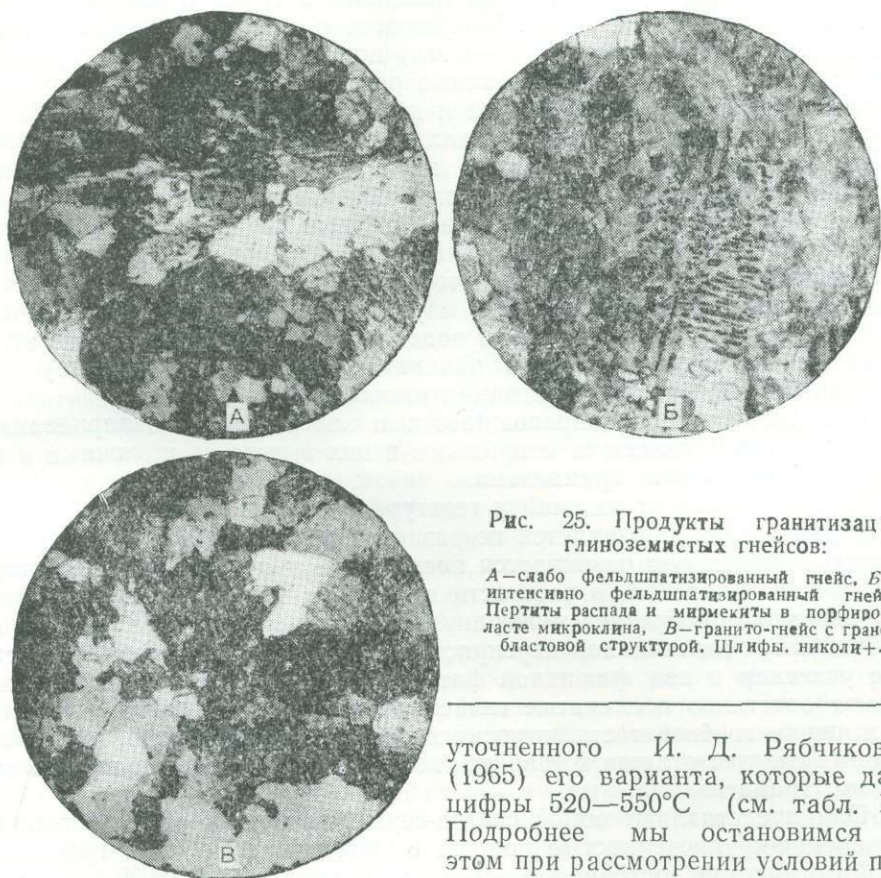


Рис. 25. Продукты гранулитизации глиноземистых гнейсов:

А—слабо фельдшпатизированный гнейс, Б—интенсивно фельдшпатизированный гнейс. Пертиты распада и микроекиты в порфиробласте микроклина, В—гранито-гнейс с гранобластовой структурой. Шлифы, николи+.

уточненного И. Д. Рябчиковым (1965) его варианта, которые дают цифры $520\text{--}550^{\circ}\text{C}$ (см. табл. 19). Подробнее мы остановимся на этом при рассмотрении условий проявления ультраметаморфизма.

Калиевая фельдшпатизация с падением температуры сменилась натриевой, которая выразилась в интенсивной альбитизации пород. Ей предшествовало кратковременное проявление процесса олигоклазизации. Причиной этого, по нашему мнению, послужило то, что в предшествующую стадию замещение калишпатов плагиоклазов привело к увеличению концентрации кальция в растворах, а высвобожденные из кордиерита и биотита избыточные железо и магний в соответствии с обоснованным Д. С. Коржинским (1955, 1958) принципом взаимодействия оснований дополнительно повысило его химический потенциал.

Олигоклазизация способствовала регенерации корродированных ранее зерен плагиоклазов при их разрастании за счет непосредственно

прилегающих к ним минералов, а также появлению небольших (0,1—0,3 мм) самостоятельных выделений. Новообразованный олигоклаз отличается от ранее существовавшего почти полным отсутствием продуктов разложения и обратными реакционными соотношениями с калишпатом, так как замещает его с выделением избыточного кварца в виде мирмекитов, что особенно отчетливо наблюдается в регенерационных каемках (рис. 25, Б). Интенсивность развития этого процесса оценить трудно, так как результаты его в значительной степени затушеваны последующей альбитизацией.

Собственно натровый метасоматоз выразился в широком развитии новообразованного альбита, замещающего плагиоклазы и калиевые полевые шпаты с периферии и вдоль трещинок, а также в виде отдельных неправильных пятен их зерен. Появляются и самостоятельные выделения, в том числе крупные (до 5—6 мм) порфиробласты альбита, содержащие не полностью переработанные реликты олигоклаза, калишпата, кордиерита, биотита, силлиманита и других минералов. Замещение калишпата, по-видимому, сопровождалось переходом его из высокотемпературной модификации в более низкотемпературный микроклин с выделением пертитовых вростков альбита, которые в процессе альбитизации нередко разрастались в самостоятельные кристаллы. Новообразованный альбит обычно составляет от 10 до 50% общего содержания плагиоклазов в породах, но в некоторых их разновидностях почти полностью заменяет олигоклаз. В последнем случае возникают биотит-кварц-альбитовые гнейсы, отличающиеся от подобных гнейсов байкальского этапа метаморфизма лишь наличием реликтов минералов предшествующих более высокотемпературных стадий метаморфизма.

Фельдшпатизация сопровождается и завершается окварцеванием пород, что свидетельствует о привносе в них вместе со щелочами и некоторого количества кремнезема.

В зависимости от условий и текстурных особенностей исходных пород гранитизация проявляется по-разному. В условиях стресса в сланцеватых породах она развивается послойно, а при преобладании гидростатического давления, в частности в ядерных частях брахиантиклиналей, нередко приобретает межгранулярный характер. Этот процесс сопровождается интенсивной перекристаллизацией пород, очевидно в связи с участием в нем флюидной фазы. При этом в первом случае возникают отчетливо полосчатые гнейсы, а во втором — почти полностью утратившие гнейсоватость, относительно равномернозернистые породы, которые следует отнести к гранито-гнейсам, являющимся конечным продуктом гранитизации.

Они представляют собой светло-серые массивные или толстослоистые средне-крупнозернистые породы с белтеропоровой или гранобластовой структурой, состоящие в основном из кварца, (30—45%) калиевого полевого шпата (8—25%), альбита, олигоклаза (25—45%) и небольшой примеси чешуек хлоритизированного биотита (5—6%). Из аксессуарных минералов в них встречаются лишь единичные мелкие выделения апатита, циркона и магнетита (рис. 25, В). В зависимости от количественных соотношений полевых шпатов эти породы по составу варьируют от плагиогранитов до нормальных лейкократовых гранитов.

О возникновении гранито-гнейсов за счет первоначально осадочно-метаморфических пород свидетельствуют постепенные переходы их к фельдшпатизированным гнейсам и кристаллическим сланцам, сохранившиеся местами признаки гнейсоватости или сланцеватости, а также реликты первичной лепидогранобластовой структуры и метаморфоген-

ных минералов — кордиерита, силлиманита и граната в измененных участках. Наиболее благоприятными для их образования оказались апопесчанистые разности гнейсов и метаморфизованные полимиктовые песчаники, очевидно, благодаря близости их изначальной структуры к гранобластовой и преобладающему межгранулярному характеру фельдшпатизации. Это подтверждается тем, что встречающиеся среди них даже сравнительно слабофельдшпатизированные, существенно кварцевые олигомиктовые песчаники в процессе перекристаллизации преобразовались в породы, весьма сходные с гранито-гнейсами.

Необходимо подчеркнуть, что гранитизация и перекристаллизация во времени тесно переплетаются с явлениями ультраметаморфизма. Об этом свидетельствует, в частности, установленное в ядерной части Диймалекского купола (верховья р. Диймалек, обн. 296) образование гранито-гнейсов путем постепенной фельдшпатизации и перекристаллизации венитовых мигматитов, т. е. после частичного селективного переплавления исходных гнейсов. Эти породы в данном случае, очевидно, уже можно рассматривать как метасоматические теневые граниты. Отмеченный факт, на наш взгляд, имеет важное значение, поскольку свидетельствует о проявлении внутриминерализационных тектонических движений, отделяющих периоды, когда фельдшпатизация осуществлялась надкритическими щелочными возгонами и сопровождалась переплавлением вещества и затем — более низкотемпературных водных растворов, обусловивших метасоматическую переработку пород в твердом состоянии.

В заключение отметим, что для фельдшпатизированных и вообще гранитизированных пород весьма характерен порфиробластоз. Он проявляется чаще всего в образовании крупных (до 4—5 мм) метасоматических выделений калиевого полевого шпата и реже альбита, которые растут в породах без нарушения основной структуры, замещая ранее слагавшие их минералы и включая реликты в виде пойкилитовых включений (рис. 25). Нередко возникают также гломеробластовые полиминеральные выделения (очки), состоящие из зерен кварца и полевых шпатов, которые в отличие от порфиробластов как бы расталкивают окружающие минералы и облекаются струйками основной ткани пород. Возникновение их, очевидно, обусловлено конкреционным ростом кристаллов при диффузионном привносе веществ как в процессе гранитизации, так и внутренней перекристаллизации пород. Подобного же типа выделения нередко образует и гранат. Наблюдающееся в нем иногда спиралеобразное расположение посторонних включений и структуры «снежного кома» свидетельствует о синтетектоническом его образовании. Это может служить еще одним доказательством сделанного ранее вывода о том, что процесс гранитизации и обусловленная им интенсивная перекристаллизация метаморфических пород протекали на фоне каледонских тектонических движений, в основном обусловивших современную тектоническую структуру докембрийского комплекса.

Гранитизация амфиболовых пород происходила в общем в том же плане, что и глиноземистых гнейсов и сланцев. Отличие заключается главным образом в том, что в данном случае более интенсивно проявилась промежуточная стадия кальциево-натриевого метасоматоза (олигоклазизация). Это, несомненно, обусловлено спецификой исходного состава пород, в частности повышенной их известковистостью.

Вопрос о гранитизации амфиболов тесно связан с проблемой возраста и генезиса так называемых «гнейс-тоналитов» Айлянгарского массива, которая до сих пор окончательно не решена, поэтому остановимся на ней более подробно.

Большинство предшествующих исследователей подчеркивало тесную связь этого «массива» с вмещающей древней гнейсовой толщей и относили его к наиболее раннему Айлянгарскому интрузивному комплексу, для которого последовательно принимался додевонский, силур-девонский и докембрийский возраст. При этом отмечалось, что он представляет собой межпластовое интрузивное тело, а образование «гнейс-тоналитов» Е. М. Головин (1942, 1948) и Г. С. Чикрызов (1953) объясняли внедрением соответствующего по составу расплава, а С. К. Овчинников и А. Т. Тарасенко (1956, 1959) — интенсивной контактиацией плагиогранитовой магмы.

Еще в 1962 г. нами совместно с В. А. Хохловым впервые было высказано мнение о метаморфогенном происхождении «гнейс-тоналитов» Айлянгара, обусловленном гранитизацией толщи амфиболитов докембрийского метаморфического комплекса (Покровский, 1967, 1971; Хохлов и др., 1967, 1970, 1972). Однако некоторые исследователи до сих пор относят эти образования к интрузивным. В частности, Д. А. Рубанов (1968) относит Айлянгарский «массив гнейс-тоналитов» к среднепалеозойскому интрузивному комплексу, а И. М. Исамухамедов и П. Д. Купченко (1962) считают его одним из сателлитов средне-верхнекарбонového Гиссарского гранитоидного батолита.

Район развития «гнейс-тоналитов» в структурном отношении принадлежит к диймалекской брахиантиклинали. Несмотря на нарушенность герцинскими и альпийскими разломами, общее куполообразное строение ее отчетливо обрисовывается положением в пространстве ортоамфиболитов одноименной свиты и подстилающих их глиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев.

Как выяснилось в процессе исследований, Айлянгарский массив «гнейс-тоналитов» фактически представляет собой обнажающийся в эрозионном окне среди сланцев выход на поверхность отпрепарированной кровли толщи пород диймалекской свиты, что на первый взгляд создает иллюзию их интрузивного характера. Однако здесь же в каньонообразных ущельях левых притоков р. Айлянгар и особенно в нормальном разрезе на правобережье р. Диймалек наблюдается отчетливо выраженное стратифицированное строение этой толщи (рис. 1). Оно подчеркивается ориентированной параллельно кровле гнейсоватостью амфиболовых пород, а также находящимися среди них согласными прослоями глиноземистых гнейсов, которые при мощности 0,5—4 м прослеживаются на современном эрозионном срезе на многие десятки и сотни метров. Вместе с тем установлено, что породы «гнейс-тоналитов» распространены значительно шире, чем считалось раньше.

В частности, по нашим наблюдениям, кроме Айлянгарского выхода они широко развиты на правобережье р. Диймалек и протягиваются далее на северо-восток по периметру Диймалекского купола до водораздела с р. Ходжа-Бузбарак на расстоянии до 4—5 км (рис. 1). Приурочены исключительно к диймалекской свите и, составляя около 80% ее объема, образуют среди ортоамфиболитов разнообразные по величине пластообразные и неправильные залежи небулитового строения с расплывчатыми очертаниями, которые включают многочисленные реликтовые обособления (скиалиты) амфиболитов, и иногда «сквозные» прослои глиноземистых гнейсов. При этом повсеместно между «гнейс-тоналитами» и амфиболитами наблюдаются непосредственные переходы, обусловленные постепенными изменениями вещественного состава и степени раскристаллизации. Тесная связь между ними не менее отчетливо проявляется и в свойственных им петрографических и петрохимических особенностях.

В отличие от амфиболитов «гнейс-тоналиты» представляют собой темно-серые и серые средне-крупнозернистые (0,5—3,0 мм) мезократовые породы, иногда с достаточно отчетливой гнейсоватостью. Наиболее существенными составными частями их являются роговая обманка (15—45%), биотит (1—18%), гранат (до 5%), плагиоклазы трех генераций (5—35%), микроклин (3—20%) и кварц (10—35%). Из акцессорных минералов им свойственны в основном циркон и апатит, реже встречаются единичные мелкие выделения сфена, рутила, анатаза и монацита. Для них наиболее характерна белтеропоровая микрострук-



Рис. 26. Продукты гранитизации амфиболитов:

А—слабо фельдшпатизированный, Б—интенсивно фельдшпатизированный, В—тоналитогнейс. Шлифы, николи+.

тура, обусловленная субпараллельным расположением кристаллов роговой обманки и плагиоклазов I генерации, как бы «плавающих» в сравнительно однородном гранобластовом агрегате остальных минералов (рис. 26).

Роговая обманка и гранат по оптическим свойствам, а также по составу весьма близки или идентичны таковым амфиболитов, о чем свидетельствуют результаты химических анализов и рассчитанные по ним структурные формулы (пробы 254^а, 271, 277 и 509) (см. табл. 7—10). При этом роговым обманкам тех и других пород по данным рентгеноструктурного анализа свойственна аналогичная кристаллическая решетка тремолитового типа, что свидетельствует о метаморфогенном их характере. Плагиоклазы I генерации также представлены в них андезинами (№ 36—47) и лабрадорами (№ 52—55 и 60). Все эти минералы в тоналитогнейсах интенсивно разобраны и, судя по отмеченным их особенностям, унаследованы от амфиболитов. Однако в связи с необходимостью приспособления к новым температурным условиям, в этих породах, по сравнению с амфиболитами, возрастает железис-

тость роговых обманок (от $F=28,3-33,2\%$ до $F=37,5-43,9\%$), но сопряженно уменьшается железистость существующих гранатов (от $F=73,9-72,7$ до $F=62,7$ и $55,9\%$). При этом несколько снижается и основность реликтовых плагиоклазов, среди которых начинают преобладать андезины (№ 36—40).

Остальные перечисленные минералы в тоналито-гнейсах являются новообразованными и составляют от 25 до 60% их объема. Они развиваются как по первичным роговой обманке, гранату и плагиоклазу I, так и самостоятельно, последовательно замещая друг друга. Наблюдающиеся между ними структурные и реакционные соотношения позволили наметить следующую последовательность их выделения: биотит, микроклин-пертит, плагиоклаз II (олигоклаз № 14—22), плагиоклаз III (альбит № 4—5) и кварц. При замещении микроклина олигоклазом между ними обычно возникает реакционная каемка (до 0,3 мм) с многочисленными мирмекитовыми вростками кварца. Вообще для многих из этих минералов характерны разнообразные идиобластические прорастания, а также пойкилитовые включения более ранних из них в последующих, что свидетельствует о метасоматическом их образовании в твердых породах.

По содержанию и механизму это минералообразование отвечает процессу гранитизации в обычном понимании термина. При этом достаточно отчетливо намечается определенная стадийность в его развитии, выражающаяся в последовательном проявлении биотитизации, калиевой фельдшпатизации, олигоклазизации, альбитизации и окварцевании. Отмечавшийся постепенный переход между тоналито-гнейсами и амфиболитами фактически отражает нарастание интенсивности этого процесса и представляет в сущности колонку инфильтрационной метасоматической зональности (по Д. С. Коржинскому). От зоны к зоне, определяемых последовательным проявлением упомянутых стадий, наряду с минеральными преобразованиями происходит и структурная перестройка пород с превращением амфиболитов сначала в полосчатые разности, а затем в относительно равномернозернистые тоналито-гнейсы. Весь этот переход находит отражение и в петрохимических особенностях пород, которые, как это хорошо видно из приведенных результатов химических анализов гранитизированных амфиболитов (см. табл. 15) и на диаграмме, построенной по методу В. Н. Лодочникова (рис. 27) по соотношениям главных компонентов, образуют единый комплементарный ряд с исходными породами. При этом гранитизированные амфиболиты и тоналито-гнейсы приближаются по составу соответственно к диоритам и кварцевым диоритам, отличаясь от них меньшим содержанием щелочей.

Побочным продуктом описанных преобразований амфиболитов являются маломощные амфибол-кварц-альбитовые жилы (альбититы), встречающиеся среди гранитизированных их разностей на левобережье р. Айянгар. По составу они полностью соответствуют минеральным парагенезисам поздних стадий гранитизации вмещающих пород. По содержанию кремнезема альбититы близки к диоритам, но резко пересыщены наименее подвижными в этих условиях глиноземом и частично известью (рис. 33, пр. № 275^a). Эти жилы образовались путем кристаллизации в трещинах мобилизованного и перемещенного из гранитизированных амфиболитов материала и рассматриваются нами как латеральсекционные образования альпийского типа. Возникновение их в подобных условиях, по-видимому, довольно распространенное явление, так как аналогичные жилы альбититов встречены в серии Консберг-Бамле в Южной Норвегии (R. V. Elliott, 1966).

В заключение отметим, что как амфиболиты, так и гранитизированные их разности, включая тоналито-гнейсы, впоследствии претерпели интенсивное наложенное кислотное выщелачивание. Оно выразилось в разложении всех ранее существовавших минералов и в замещении их кварцем, ассоциирующим с промежуточными минеральными фазами — турмалином, андалузитом и мусковитом, последовательно возникавшими и исчезавшими в определенные стадии этого процесса. Конечным продуктом его являются метакварциты, более чем на 80% состоящие из мелко-среднезернистого агрегата кварца, в котором сохраняются лишь отдельные корродированные реликты амфибола, плагиоклаза и некоторых других минералов.

Как видно из вышеизложенного, рассматриваемые «гнейс-тоналиты» имеют не магматический, а метаморфогенный характер и образовались в результате гранитизации и последующего кислотного выщелачивания ортоамфиболитов. При этом они формировались путем метасоматических минеральных преобразований в твердом состоянии пород на месте их залегания. Подобный тип преобразования амфиболитов при гранитизации, по-видимому, обычное явление, так как аналогичные нашим тоналито-гнейсы описаны в Раковецкой метаморфической серии окрестностей Добшина в Чехословакии (Ladislav Razlaznik, 1966). Там они также первоначально считались интрузивными габбро-диоритами, но позже было доказано образование их вследствие гранитизации ортоамфиболитов, возникших в свою очередь по основным эффузивам. Подобные породы встречены и в зоне южного обрамления Алданского щита (Судовиков и др., 1965) и в других районах.

Для выяснения условий проявления процесса гранитизации нами определены палеотемпературы образования описанных пород с помощью разработанных Л. Л. Перчуком (1966, 1967) амфибол-плагиоклазового и амфибол-гранатового геотермометров (табл. 13).

Температура образования исходных амфиболитов $650-575^{\circ}$, а гранитизированных их разностей — $550-500^{\circ}$, что соответствует температурным условиям амфиболитовой фации. Вместе с тем, снижение температур до 500° при гранитизации свидетельствует о приуроченности этого процесса к регрессивной стадии регионального метаморфизма, что подтверждают и отмеченные выше особенности минеральных преобразований пород.

Судя по полученным в лаборатории ИГиГ АН УзССР результатам, абсолютный возраст роговых обманок тоналито-гнейсов из нашей коллекции (обр. 291— 472 ± 5 ; обр. 507^ж— 466 ± 6 ; обр. 600^б— 455 ± 5 млн. лет) проявился в раннекаледонское время, вероятнее всего в среднем ордовике.

Таким образом, широко развитые в средней части хр. Байсунтау гнейс-тоналиты, ранее считавшиеся интрузивными породами, следует рассматривать как раннекаледонские метаморфические образования, возникшие вследствие гранитизации аповулканитовых ортоамфиболитов докембрийского метаморфического комплекса.

Петрохимические особенности

Представление об особенностях химизма гранитизированных пород и эволюции их состава в процессе гранитизации можно получить по результатам химических анализов (табл. 14, 15 и рис. 27).

Как видно из этих данных, гранитизированные глиноземистые породы образуют единый петрохимический ряд с исходными гнейсами.

Результаты химического анализа гранитизированных глиноземистых гнейсов и гранито-гнейсов, вес. %

Номер пробы	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	S	SO ₃	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	П. п. п.	Сумма
X-30 ^Л	57,00	1,20	20,00	0,50	7,30	0,08	3,75	0,42	1,31	5,16	0,08	0,06	0,04	—	0,30	—	2,75	99,95
Г-765 ^е	76,64	0,43	13,88	0,11	2,30	0,05	0,90	0,66	1,77	6,00	0,37	0,03	—	0,04	0,12	—	1,22	104,52
X-30	70,42	0,30	14,18	0,41	2,59	0,01	1,60	0,70	3,25	5,00	0,33	0,03	0,04	—	0,22	—	1,28	100,36
П-296 ^к	75,20	0,09	9,58	3,82	1,60	0,01	0,16	1,40	2,77	2,88	сл	н/об	—	—	0,32	0,40	0,00	99,23
П-257 ^м	77,86	0,62	9,81	0,60	2,59	0,05	1,45	0,35	2,13	2,07	0,12	0,05	—	0,04	0,06	—	1,78	99,58
П-527 ^м	74,27	0,25	13,14	0,59	1,72	0,02	0,60	0,28	2,80	5,00	0,05	0,08	—	0,17	0,10	—	1,40	100,47
П-601 ^а	75,40	0,16	12,73	1,43	2,14	0,01	0,37	0,85	3,03	3,87	сл	0,00	—	—	0,49	0,18	0,00	100,66
Г-771 ^в	60,85	0,90	17,28	0,41	6,47	0,05	3,10	2,18	3,46	3,22	0,20	0,08	—	0,04	0,06	—	1,54	99,81
П-926 ^г	74,80	сл	16,16	1,07	0,48	0,04	0,00	0,10	1,25	3,37	0,30	н/об	—	н/об	—	0,22	1,76	99,55
П-926 ^д	73,51	н/об	15,46	1,27	0,66	н/об	1,92	0,40	5,00	0,36	0,24	н/об	—	н/об	—	0,22	0,70	99,74
П-926 ^д	75,06	н/об	16,10	0,06	—	сл	0,90	1,50	3,36	1,32	0,34	н/об	—	н/об	—	0,22	1,02	99,88
П-926 ^н	65,90	0,89	15,97	0,09	4,42	0,04	2,78	2,70	3,04	1,44	сл	н/об	—	н/об	—	0,16	2,01	99,44
П-926 ^о	73,30	сл	15,52	0,36	0,94	сл	1,32	1,80	4,00	1,22	0,38	н/об	—	н/об	—	0,04	0,81	99,68
П-926 ^п	74,80	н/об	15,80	0,83	0,88	н/об	1,13	0,70	4,00	1,00	сл	н/об	—	н/об	—	0,68	0,32	100,14

Примечание. Пробы 30^Л, 765^е — гранитизированные сидлиманит-биотитовые гнейсы; № 30. 527^м, 771, 926^в, 926^г, 926^д, 926^н, 926^о и 926^п — гранитизированные гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы; 296, 527^к, 601^а — гранито-гнейсы. Пробы с индексом „П“ проанализированы в химической лаборатории ИГиЛ АН УзССР, остальные — в центральной химической лаборатории МГ УзССР.

Таблица 15

Результаты химического анализа гранитизированных и окварцованных амфиболитов докембрийского метаморфического комплекса, вес. %

Номер пробы	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	SO ₃	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	П. п. п.	Сумма
П-265 ^б	61,46	0,44	13,43	1,52	6,62	0,15	5,50	5,32	3,54	0,89	0,16	—	—	0,92	0,30	—	100,25
П-271 ^б	60,42	0,41	15,27	0,60	6,35	0,11	4,60	7,00	2,35	1,61	0,12	—	—	—	0,34	1,26	100,44
П-271 ^а	59,04	0,40	15,50	0,97	6,48	0,00	5,03	7,56	2,39	1,19	0,10	—	—	—	0,38	1,38	100,42
П-288 ^б	68,94	0,62	13,63	0,66	3,59	0,08	2,50	1,20	2,62	2,42	0,18	0,70	0,01	0,46	—	8,20	100,81
П-290 ^а	59,34	0,54	14,95	0,51	6,29	0,09	4,81	6,30	2,53	2,31	0,12	—	—	1,67	0,20	0,05	99,71
П-290 ^б	64,00	0,43	14,79	0,78	4,59	0,08	3,65	4,80	2,41	2,62	сл	—	—	1,10	0,56	—	99,81
П-290 ^г	62,30	0,57	13,71	1,29	4,95	0,09	4,96	5,70	2,25	2,24	0,13	—	—	1,28	0,32	0,08	99,87
П-290 ^в	56,22	0,58	14,02	1,26	4,89	0,09	4,56	7,90	2,53	1,86	0,11	—	—	2,50	0,96	2,42	99,90
П-602 ^а	51,06	0,47	18,51	4,41	5,40	0,12	6,04	7,20	0,81	3,19	н/об	—	—	0,47	0,24	1,89	99,81
П-275 ^а	59,56	0,09	21,50	1,82	0,88	0,01	3,66	7,00	3,66	0,66	сл	н/об	—	0,76	0,30	0,00	99,90

Примечание. Пробы 265^б, 288^б, 290, 290^г, 602^в — фельдшпатизированные и окварцованные амфиболиты; 271^а, 271^б, 290^а, 290^б — „тонал иго-гнейсы“, 275^а — амфиболовый альбитит (жила в гранитизированных амфиболитах).

Он характеризуется постепенным возрастанием содержаний кремнезема, щелочей и отчасти глинозема и уменьшением количества извести и фемических компонентов. В связи с этим их усредненный валовой состав, для исходных гнейсов в общем отвечающий гранодиоритам, все более и более приближается к лейкократовым гранитам. Наиболее близки к ним по химизму гранито-гнейсы, являющиеся конечным продуктом метасоматической гранитизации.

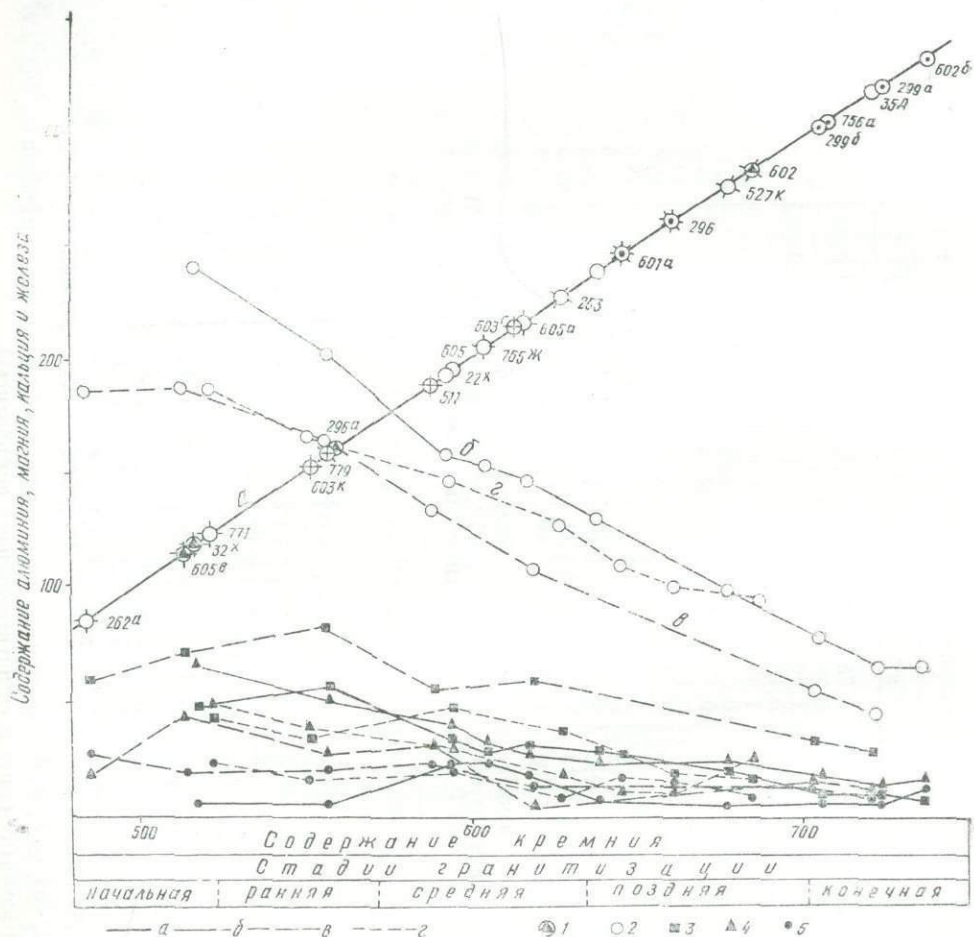


Рис. 28. Диаграмма изменения химического состава глиноземистых гнейсов в процессе гранитизации и кислотного выщелачивания (в стандартной ячейке по Т. Барту). Компоненты: 1—кремний (Si), 2—алюминий (Al) 3—железо (Fe), 4—магний (Mg), 5—кальций (Ca) а—содержание кремния; вариационные кривые групп; б—высокоглиноземистых, в—низкоглиноземистых, г—промежуточного состава пород.

Гранитизированные амфиболиты и роговообманковые гнейсы по химическому составу (табл. 17, рис. 27) также образуют единый петрохимический ряд, отличающийся, однако, от исходных пород значительно более высоким содержанием глинозема и щелочей. Он также характеризуется постепенным увеличением содержаний кремнезема, глинозема и щелочей, вытесняющих фемические компоненты. Наименее гранитизированные начальные члены этого ряда близки по составу к оливиновым габбро и диабазам, а конечные (тоналито-гнейсы) — к андезитам и кварцевым диоритам и отличаются от них повышенной магнизаль-

ностью. Петрохимическая и, очевидно, генетическая общность всех этих пород с исходными амфиболитами подтверждается наличием между ними промежуточных по составу разновидностей.

Итак, как для глиноземистых, так и для амфиболовых пород намечается общая тенденция к изменению химического состава в процессе гранитизации, которая, несомненно, отражает отмеченные выше особенности их минеральных преобразований с последовательным замещением

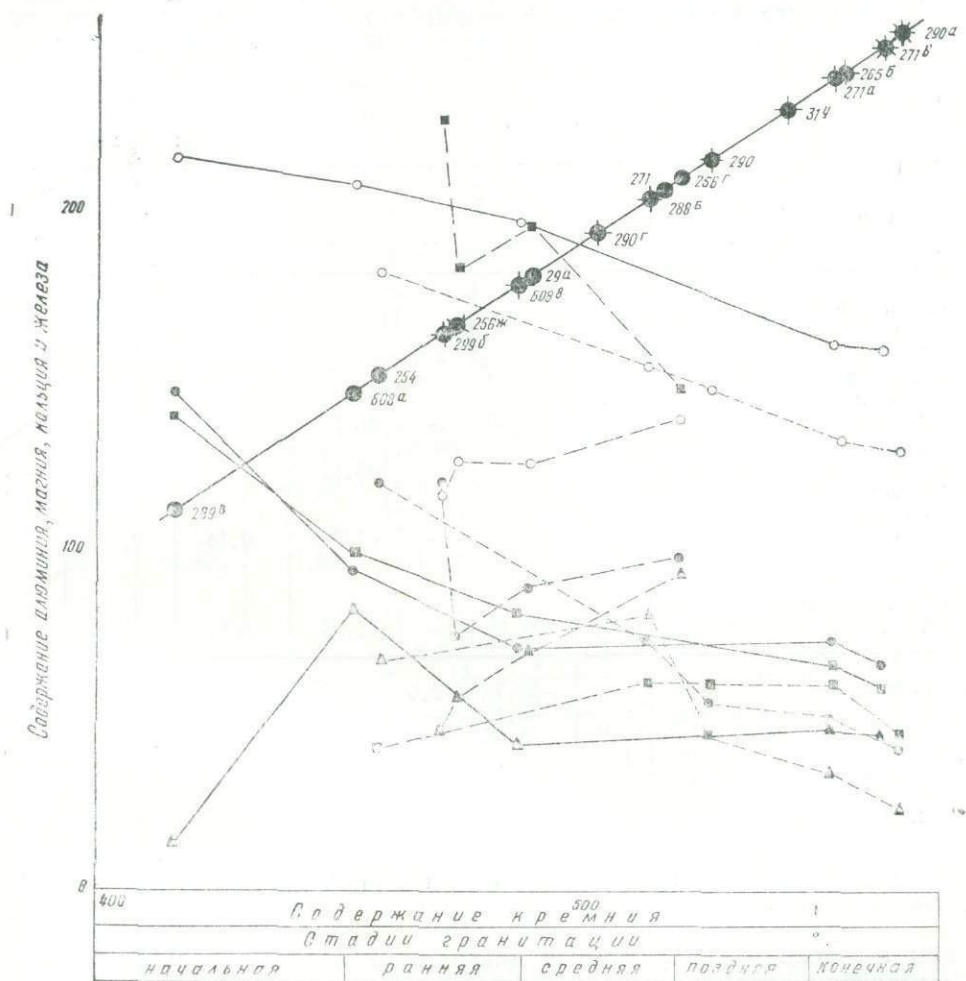


Рис. 29. Диаграмма изменения химического состава амфиболитов и роговообманковых гнейсов в процессе гранитизации и кислотного выщелачивания (в стандартной ячейке по Т. Баргу). Условные обозначения см. на рис. 27.

одних минеральных парагенезисов другими в связи с привнесом и выносом тех или иных компонентов. Поэтому выявление особенностей поведения даже главных химических элементов в процессе гранитизации имеет важное значение, так как позволит более правильно понять механизм и физико-химическую сущность этих преобразований.

Учитывая метасоматический, а следовательно, изобъемный характер процесса гранитизации, мы попытались дать количественную оценку поведения вещества при этих преобразованиях пород на основе кислородного метода Т. Барта (1954), хотя вполне отдаем себе отчет в его

недостатках, отмеченных в свое время Н. И. Наковником, В. Г. Боголеповым, Л. И. Чайкой и другими исследователями. В подтверждение правомочности применения этого метода в данном случае отметим лишь, что, по Д. С. Коржинскому (1937), кислород в метаморфических процессах обладает исключительно малой подвижностью и концентрация его в породах практически неизменна.

Как отмечалось выше, по мере развития гранитизации в породах неуклонно возрастает роль кремнезема как за счет его привноса, так и последовательного выноса всех других компонентов. В связи с этим

Расчет баланса вещества

Порода	Номер пробы	Dv	К а т и о н					
			Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn
Биотитовый кристаллический сланец	926б	2,57	165,58	2,0	52,52	4,57	6,51	—
Слабогранитизированный сланец	926в	2,54	191,35	—	48,73	2,11	1,02	0,09
Гранитизированный сланец	926г	2,52	186,20	—	46,12	2,43	1,40	—
Сильногранитизированный сланец	926д	2,68	201,85	—	51,00	0,14	0,0	—
Порфиробластический метагранитоид (гранито-гнейс)	926е	2,66	200,15	—	52,04	0,32	2,10	0,05
Баланс вещества по стадиям	I — II		+25,77	-2,0	-3,79	-2,46	-5,49	+0
	II — III		-5,15	—	-2,62	+0,32	+0,38	-0,09
	III — IV		+15,65	—	+4,88	-2,29	-1,40	—
	IV — V		-1,70	—	+1,04	+0,18	+2,10	+0,05
Суммарный			+3,57	-2,0	-0,48	-4,25	-4,41	+0,05

Примечание. Баланс вещества (без гидроксидов). Привнос катионов—52,97 на 26, 31 атомов в стандартной ячейке.

при построении вариационных диаграмм в качестве базиса принято содержание кремния в изообъемных стандартных ячейках пород, по отношению к которому оценивалось изменение содержания всех остальных элементов (рис. 28, 29).

Как для метапелитов, так и для амфиболитов довольно отчетливо намечаются параллельные группы низкоглиноземистых, промежуточных по составу и высокоглиноземистых пород, отражающие последовательные три степени интенсивности проявления гранитизации — слабую, умеренную и сильную. При этом обращает на себя внимание, что кордиритовые и силлиманитовые гнейсы большей частью попадают в группу низкоглиноземистых метапелитовых пород. Это подтверждает сделанный выше вывод о том, что для их возникновения требуются не обогащенность исходных пород глиноземом, а определенные соотношения его с другими компонентами.

В породах начальной стадии гранитизации еще сохраняются различия их исходного состава. По мере нарастания интенсивности гранитизации эти различия постепенно нивелируются, и породы по составу образуют единый комплементарный ряд, который завершается продуктами кислотного выщелачивания. Это обусловлено тем, что в них привносятся все больше кремнезема и щелочей с одновременным сначала перераспределением, а затем дифференцированным выносом избыточных компонентов пород, в последовательности, определяемой степенью их подвижности. В первую очередь выносились магний, затем кальций

Т а б л и ц а 16

при гранитизации сланцев

о н ы							Анионы О
Mg	Ca	Na	K	P	H	сумма	
10,25	3,86	6,04	5,16	—	71,83	328,32	482,93
0,0	0,27	6,67	11,04	0,65	30,56	292,49	486,12
8,23	1,08	24,99	1,16	0,52	11,79	283,52	474,91
3,60	4,32	17,55	4,32	0,77	18,28	303,03	508,61
0,0	1,71	23,96	2,04	0,43	20,98	303,78	505,28
-10,25	-3,59	+0,63	+5,88	+0,65	-41,27	-35,23	+ 3,19
+8,23	+0,61	+17,92	-9,88	-0,13	-18,77	- 8,97	-11,21
-4,63	+3,24	- 7,04	+3,36	-0,25	+6,49	+18,51	+33,70
-3,60	-2,61	+6,41	-2,48	-0,34	+2,70	+ 1,75	- 2,33
-10,25	-2,15	+19,92	-3,13	+0,43	-50,85	-24,54	+23,35

(Si, Na, P) преобладает над выносом -26,66 (Mg, Fe³⁺, Fe²⁺, K, Ca, Ti, Al)

и закисное железо, что обусловило относительное обогащение гранитизированных пород наименее подвижным в этих условиях глиноземом, с переходом их в группы сначала промежуточной, а затем высокой глиноземистости. При этом намечается отчетливая тенденция к гомогенизации составов пород и приближению его по соотношениям главных компонентов к эвтектоидному. Эта тенденция наиболее ярко выражена в продуктах ультраметаморфизма, особенно палингенных гранитах. В связи с этим в свое время мы предложили рассматривать повышенную глиноземистость гранитов геосинклинальных зон как важный петрохимический критерий палингенного их происхождения. (Покровский, 1969, 1970).

Изменение режима привносившихся щелочей при переменных соотношениях и различной подвижности местных инертных компонентов обусловили закономерное развитие процесса гранитизации во времени,

которое можно подразделить на пять последовательных стадий. В первую из них происходила лишь перекристаллизация пород с местным перераспределением компонентов. Следующие две стадии (ранняя и средняя) характеризуются щелочным метасоматозом, выразившимся в основном сначала в калиевой, а затем натриевой фельдшпатизации. Поздняя и конечная стадии охватывают период кремнекислого метасоматоза. Последняя из них в некоторых случаях заканчивается незначительными проявлениями поздней альбитизации.

В дополнение к приведенной качественной характеристике мы попытались количественно оценить баланс вещества при сопряженной гранитизации метаморфических сланцев и песчаников, различающихся

Расчет баланса вещества при

Порода	Номер пробы	катио						
		Dv	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn
Исходный песчаник	926 ^M	2,61	192,64	—	39,31	2,67	2,36	—
Слабогранитизированный песчаник (освет.)	926 ^H	2,66	176,75	2,40	42,80	0,27	11,84	0,11
Гранитизированный песчаник	926 ^O	2,56	183,94	—	39,78	0,92	3,58	—
Сильногранитизированный песчаник	926 ^П	2,55	190,90	—	40,34	2,12	2,35	—
Метагранитоид (гранито-гнейс)	926	2,54	161,08	—	48,25	0,81	2,50	0,13
Баланс вещества по стадиям	I—II		-15,89	+2,40	+3,49	-2,49	+9,48	+0,11
	II—III		+7,19	—	-3,02	+0,65	-8,26	-0,11
	III—IV		+6,96	—	+0,56	+1,20	-1,33	—
	IV—V		-29,82	—	+7,91	-1,31	+0,25	+0,13
Суммарный			-31,56	-2,40	+8,94	-1,86	+0,14	+0,13

Примечание. Баланс вещества (без гидроксида): вынос катионов — 35,87 на 7,44 атомов в стандартной ячейке.

исходным составом и текстурными особенностями. Геолого-петрографической основой для этих исследований послужили соответствующие ряды последовательных метасоматических преобразований пород, изученные нами в пределах диапироидного Кызылсайского гнейсо-гранитового купола в хр. Сусызтау.

Здесь отчетливо наблюдается, как исходные биотит-кварц-олигоклазовые сланцы по мере приближения к ядерной части купола, пронизанной телами палингенных лейкократовых гранитов, постепенно претерпевают перекристаллизацию, фельдшпатизацию, окварцевание и другие изменения, одновременно освобождаясь от избыточных количеств биотита. В конечном счете они превращаются в гранито-гнейсы или гранитоподобные порфиробластические породы, которые мы называем «метагранитоидами», подчеркивая этим их метасоматическое происхождение. Гранитизация метаморфических песчаников, в отличие от сланцев, происходила путем не послойных, а межгранулярных фельдшпатизации и окварцевания. Поэтому в качестве конечного продукта по ним образовались относительно равномернозернистые метаграниты, весьма сходные по внешнему виду с интрузивными лейкократовыми гранитами.

По каждому из этих гранитизированных рядов отобрано по пять проб на химический анализ, отражающих постепенное нарастание интенсивности метасоматических и структурных преобразований пород. Полученные результаты пересчитаны на числа атомов в стандартной ячейке породы объема 10000 \AA^3 по методу Ю. В. Казицина и В. А. Рудника (1968). Этот метод в настоящее время большинство исследователей считают наиболее обоснованным и применяют при расчетах баланса вещества при метасоматических процессах. Результаты химических анализов пород приведены в табл. 1 и 14, а их пересчетов в табл. 16 и 17. Баланс вещества по числам атомов в стандартной ячейке оценивался по замкнутому контуру.

Таблица 17

гранитизации песчаников

ны							Анионы О
Mg	Ca	Na	K	P	H	сумма	
5,55	4,74	8,74	8,63	—	2,22	261,31	465,14
3,40	7,20	8,16	3,84	—	5,41	264,33	456,30
2,89	4,60	10,33	3,12	0,97	2,10	252,74	450,72
3,69	1,79	10,23	2,56	—	0,82	253,90	460,22
	2,29	10,44	21,39	1,07	2,42	254,07	424,17
+5,55	+2,46	-0,58	-4,79	—	+3,19	+3,02	-8,84
-2,15	-2,60	+2,17	-0,72	0,97	-3,31	-11,59	-5,58
-0,51	-2,81	-0,10	-0,56	-0,97	-1,28	+1,16	+9,50
+0,80	+0,50	+0,21	+18,83	+1,07	+1,60	+0,17	-36,05
+3,69	-2,45	+1,70	+12,76	+1,07	+0,20	-7,24	-40,97

(Si, Ca, Ti, Fe³⁺) преобладает над привносом — 28,43 (K, Al, Mg, Na, P, Fe²⁺)

Как видно из приведенных данных, количественные соотношения катионов в промежуточных продуктах реакций колеблются довольно существенно, что, несомненно, обусловлено наложением друг на друга результатов воздействия на породы отдельных стадий процесса. Однако общий баланс вещества представляет значительный интерес, так как приводит к несколько неожиданным выводам.

Например, для ряда гранитизированных сланцев (табл. 16) общий привнос катионов составляет 52,97, а вынос — 77,51 атомов на стандартную ячейку. Вынос превышает привнос на 24,54 атомов катионов, что в общем компенсируется привносом анионов, главным образом кислорода. Следовательно, при гранитизации сланцев имело место окисление пород, что выражалось, вероятно, в переходе закисного железа в окисное и других реакциях. Если же учесть только породообразующие катионы (без водорода), то баланс вещества станет положительным с преобладанием привноса — 52,97 (Si, Mn, Na, P), над выносом — 26,66 (Ti, Al, Fe³⁺, Fe²⁺, Mg, Ca, K) на 26,31 атомов, несомненно, в основном за счет кремния и натрия. Это обусловлено, по-видимому, тем, что в

данном случае более интенсивно проявились заключительные стадии процесса гранитизации — альбитизация и окварцевание.

Для гранитизационного ряда песчаников (табл. 17) характерны несколько иные соотношения компонентов. Общий баланс вещества в них также отрицательный с преобладанием выноса — 35,87 (Si, Ti, Fe³⁺, Ca) над привносом — 28,63 (Al, Fe²⁺, Mn, Mg, Na, K, P) на 7,24 атома в стандартной ячейке. Причем в конечных продуктах процесса возрастают количества не только щелочей и фосфора, но также алюминия и феррических компонентов, а кремний вместо того, чтобы как обычно накапливаться, выносятся. Вероятно, в связи с преимущественно кварц-полевошпатовым исходным составом песчаников и, как следствие, малым содержанием в них гидроксила, отмеченные соотношения полностью сохраняются, если рассматривать только главные породообразующие компоненты. Таким образом, при гранитизации песчаников, в отличие от сланцев, вынос катионов преобладает над привносом, причем, в значительной степени за счет кремния.

В результате сопоставления балансов вещества обоих рассмотренных рядов можно сделать вывод, что гранитизация сланцев и песчаников происходила сопряженно, сопровождаясь перераспределением и взаимным обменом компонентов (табл. 18).

Как видно из приведенных данных, высвобождающийся из песчаников кремний полностью фиксировался в сланцах, а выносившиеся из них магний и закисное железо, напротив, частично осваивались в процессе преобразования песчаников. Таким образом, отчетливо намечается тенденция к перераспределению вещества между сланцами и песчаниками и выравниванию их составов, вероятно, посредством местной миграции компонентов в ограниченных объемах. Вместе с тем, очевиден также инфильтрационный характер процесса гранитизации рассматриваемых пород с привносом в них натрия, калия, алюминия¹, кремния и фосфора и выносом избыточных количеств магния, железа, кальция и титана. Для главных породообразующих катионов (без гидроксила) привнос (42,41) превышает вынос (23,54) на 18,85 атомов на каждую элементарную ячейку объемом 10000 Å³.

Кроме того, отмечается вынос значительных количеств водорода (50,65) и кислорода (17,62), что примерно соответствует 22,75 частицам воды, высвобождающейся из стандартного объема (ячейки) пород, вероятно, в связи с уменьшением количества гидросодержащих минералов.

Как видно из вышеизложенного, гранитизация представляет собой сложный многогранный процесс метаморфического и метасоматического преобразования пород. Прежде всего, он обуславливает перераспределение их вещества (вероятно, в результате перекристаллизации), реализуя тенденцию к выравниванию неоднородностей исходного состава и общей гомогенизации системы с перемещением компонентов только в ее пределах. Вместе с тем, совершенно очевидны инфильтрационные метасоматические преобразования пород в направлении приближения их состава к эвтектике с привносом в них недостающих до необходимого уровня кремния и особенно щелочей и выносом избыточных количеств магния, железа, кальция и некоторых других компонентов. Несколько непонятно отмеченное выше относительное обезвоживание пород при гранитизации, хотя в целом оно не противоречит термодинамическим условиям проявления этого процесса. Выделявшаяся вода, несомненно,

¹ Здесь более вероятен не привнос алюминия, а относительное обогащение им пород в связи с выносом из них других более подвижных компонентов.

пополняла поровые растворы, что способствовало последующему проявлению ультраметаморфизма.

Результаты проведенных исследований подтверждают и развивают существующие представления (Ramberg, 1952; Коржинский, 1952, 1953 и др.; Судовиков, 1950, 1964; Елисеев, 1959; и др.) о механизме и сущности гранитизации, повсеместно проявляющейся в глубинных метаморфических комплексах.

Т а б л и ц а 18

Баланс вещества при сопряженном изменении состава сланцев и песчаников в процессе гранитизации

Порода	К а т и о н ы								
	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na
Сланцы	+34,57	-2,0	-0,48	-4,25	-4,41	+0,05	-10,25	-2,15	+17,92
Песчаники	-31,56	—	+8,94	-1,86	+0,14	+0,13	+ 3,69	-2,45	+ 1,70
Общий баланс	+ 3,01	-2,0	+8,46	-6,11	-4,27	+0,18	- 6,56	+4,60	+19,62

Порода					Анионы	Сумма		
	К	Р	Н	У	О	привнос	вынос	итого
Сланцы	- 3,12	+0,43	-50,85	-24,54	+23,35	+52,97	-26,66	+26,31
Песчаники	+12,76	+1,07	+ 0,20	- 7,24	-40,97	+28,45	-35,87	- 7,44
Общий баланс	+ 9,64	+1,50	-50,65	-31,78	-17,62	+81,42	-62,53	+18,87

УСЛОВИЯ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА

С гранитизацией тесно связаны проявления ультраметаморфизма, приуроченные к наиболее высокотемпературному кульминационному периоду ее развития. Они отражают принципиально новый тип метаморфических преобразований пород докембрийского комплекса с переходом в новое качество.

Проявления ультраметаморфизма приурочены в основном к гранитизированным породам палгарьской свиты нижней кристаллической серии комплекса и пространственно тяготеют также к ядрам и частично крыльям и сводам этих структур, что может служить одним из критериев их генетической общности.

В соответствии с существующими представлениями (Елисеев, 1962; Судовиков, 1964; Файф, Тернер, Ферхуген, 1962) под ультраметаморфизмом мы понимаем совокупность процессов, обусловленных частичным или полным переплавлением пород при метаморфических преобразованиях.

По экспериментальным данным Н. И. Хитарова, Боуэна, Таттла, Винклера и др., температура начала выплавления гранитного материала составляет 600—640° при давлении около 4000 атм, что соответствует глубинам 12—15 км. По Н. Г. Судовикову (1964), эти температуры отвечают началу венитовой мигматизации, а при более низких в основном протекают метасоматические процессы гранитизации. Это

подтверждается и результатами определения температур образования различных продуктов ультраметаморфизма с помощью геологических термометров. В частности, К. Менерт (1968) двуполюсовишпатовым методом Т. Ф. Барта для анатектических мигматитов с пегматоидными мобилизатами Шварцвальда получил температуры порядка 600°. М. Д. Крылова (1962) этим же методом определила температуры образования жил пегматитов и палингенных гранитов, а также порфиробластических реоморфических гранитов Станового комплекса Забайкалья — соответственно 440—520° и 585°. Несколько позже М. Д. Крылова и С. Н. Васильева (1968) параллельными многочисленными определениями методами Барта, Офтедаля, Бадмингтона и методом декрипитации кварца для ультраметаморфических комплексов получили температуры обра-

Т а б л и ц а 19

Температура образования продуктов гранитизации и ультраметаморфизма (двуполюсовишпатовый геотермометр)

Номер пробы	Порода	Номер плагиоклаза	Молекул. количество Na_2O в существующих полевых шпатах		Коэффициент распределения $K_D = \frac{\text{мол. кол-во } \text{Na}_2\text{O} \text{ в кал. п. шп.}}{\text{мол. кол-во } \text{Na}_2\text{O} \text{ в плагиоклазах}}$	Температура образования, °С	
			плагиоклаз	кал. полев. шпат		по Барту	по Рябчикову
506 ^b	Гранитизированный гнейс	24	47,12	10,38	0,2203	460	490—500
511	Селективный мигматит	28	44,65	17,27	0,3868	610	560—570
661 ^a	Мигматизированный гнейс	31	42,81	12,47	0,2913	520	520
685 ^a	Мигматизированный гнейс	30	43,39	1,55	0,2662	500	515

зования в пределах 430—690° с преобладанием 500—600°. Подобные примеры достаточно убедительно свидетельствуют о хорошей согласованности опытных и экспериментальных данных о температурах проявления процессов ультраметаморфизма, в основном варьирующих в пределах 450—650°.

Нами температуры образования продуктов гранитизации и ультраметаморфизма для раннепалеозойского этапа метаморфизма докембрийского комплекса, определены также с помощью двуполюсовишпатового метода Т. Барта (1962) и уточненного И. Д. Рябчиковым (1965) его варианта (табл. 19).

Как видно из приведенных данных, изучавшиеся гранитизированные гнейсы и мигматиты сформировались при температурах 460—610° (490—570°), что свидетельствует о тесной связи процессов гранитизации и селективного анатексиса в этот период. Таким образом, в каледонскую эпоху метаморфизма докембрийского комплекса Юго-Западного Гиссара имелись все необходимые условия для развития ультраметаморфизма.

В докембрийском комплексе среди продуктов ультраметаморфизма отчетливо различаются три главные ассоциации пород: 1) селективные мигматиты, 2) реоморфические анатектиты и 3) палингенные лейкократовые граниты, тесно связанные друг с другом. Для формирования

селективных мигматитов и реоморфических анатектитов характерно частичное или преобладающее участие расплавов. В соответствии с данными Мак-Грегора и Вильсона (Mac Gregor, Wilson, 1939), в качестве условной границы между ними принимается содержание расплава 26% при межгранулярном равномерном его распределении. Эта граница, с одной стороны, разделяет области относительно жесткого состояния пород, подвергавшихся переплавлению, а с другой — пластичного, способного к течению всей массой. Пегматиты и палингенные граниты возникли благодаря отжиманию расплавов в трещины и тектонически ослабленные участки из зон селективного анатексиса, когда вступали в действие уже механические факторы дифференциации вещества продуктов ультраметаморфизма. Таким образом, различия между этими ассоциациями пород носят не только количественный, но и качественный характер.

Мигматиты наиболее распространены и составляют не менее 20% объема нижней кристаллической серии комплекса. Среди них различается два генетических типа: селективные (вениты) и инъекционные (артериты). Пространственно к ним тяготеют также морфологически весьма сходные с ними метасоматические «мигматиты», которые мы рассматриваем как грубополосчатые гнейсы, поскольку они не прошли стадии переплавления. Тем не менее, необходимо наметить определенные критерии для отличия собственно мигматитов от этих гнейсов. Главным из них является наличие в первых выдержанных согласных и реже секущих жил и неправильных обособлений магматогенного материала гранитового или пегматитового состава с характерными текстурно-структурными особенностями, свидетельствующими о кристаллизации его из расплава. В мигматитоподобных грубополосчатых гнейсах лейкократовые слои и обособления имеют кварц-альбитовый или существенно кварцевый состав и характеризуются структурами метасоматического замещения. Пространственно они приурочены к участкам интенсивного проявления поздних низкотемпературных субстадий гранитизации пород в твердом состоянии, и не случайно в них отсутствуют признаки мобильного поведения жильного материала.

Селективные и инъекционные мигматиты характеризуются автохтонным или аллохтонным происхождением магматической составляющей и отвечают выделенным Н. Г. Судовиковым (1957) двум группам мигматитов с неперемещенными и перемещенными расплавами. Однако в нашем случае различия между этими мигматитами в сущности незначительные и выражаются лишь в дистанции переноса магматического материала. В первых из них расплавы оставались на месте возникновения или перемещались лишь внутри горизонтов и пачек, подвергавшихся ультраметаморфизму, а во вторых проникли и в вышележащие, слабее метаморфизованные части толщ, предварительно концентрируясь в телах палингенных гранитов. Об автохтонном происхождении магматической составляющей в интересующих нас селективных мигматитах свидетельствует выдержанность послойных жил на многие десятки метров при постоянстве их мощности и состава, что трудно объяснить с позиций инъекционной мигматизации. Кроме того, для них характерна изофациальность состава магматогенных обособлений с породами субстрата, что выражается в отсутствии реакционных соотношений и контактового взаимодействия между ними. Состав их жил и субстрата соответствуют определенной субстадии гранитизации. На ряде других признаков мы подробнее остановимся ниже.

Рассматриваемые мигматиты образуют достаточно выдержанные по простиранию, довольно мощные (до 200 м) горизонты и пачки среди

гранитизированных пород, нередко в значительном удалении от интрузий гранитоидов. Наиболее крупные из них обнажаются на водоразделе рек Палгарь и Караташ, на правом берегу р. Ходжа-Бузбарак, в верховьях р. Диймалек, в бассейне рек Уруклы, Кызылсай и на других участках.

Как отмечалось, структурно они приурочены к ядрам и реже к крыльям и сводам крупных брахиантиклиналей, образуют в каждой из них самостоятельное мигматитовое поле. В пространствах между ними мигматиты отсутствуют или представлены инъекционными разностями, связанными с телами палингенных гранитов. Мы выделяем Диймалекское, Бахчинское, Уруклинское, Кызылсайское и другие мигматитовые поля. В каждом из них намечается определенная вертикальная и несколько хуже горизонтальная зональность, которая отражает изменение характера и интенсивности селективной мигматитизации в пространстве и, возможно, во времени и в общем совпадает с зональностью в упоминавшихся концентрах гранитизации. Она имеет центробежную направленность и выражается в постепенном уменьшении количества магматогенной составляющей селективных мигматитов и закономерном изменении ее состава, а также характера и степени переработки субстрата на фоне последовательной смены субстадий гранитизации в каждом центре от внутренних частей к периферическим. В глубинных зонах селективные мигматиты тесно связаны с реоморфическими анатектитами. На этом уровне магматогенные жилы и обособления составляют от 30 до 50—55% их объема и имеют состав лейкократовых гранитов. Субстратом для них обычно служат кордиеритовые и силлиманитовые гнейсы, претерпевшие начальные субстадии гранитизации. По мере продвижения в зоны проявления более поздних и все менее высокотемпературных субстадий гранитизации, в биотитовых гнейсах и кристаллических сланцах количество магматической составляющей в мигматитах уменьшается до 10—15% и она приобретает сначала пегматитовый, а затем кварц-альбитовый состав. В периферических зонах преобладающего кислотного выщелачивания мигматиты данного типа отсутствуют и сменяются метасоматическими грубополосчатыми гнейсами с существенно кварцевыми послыйными и секущими жилами.

Такова общая схема зональности полей селективной мигматитизации. В каждом из них наблюдаются отмеченные переходы от реоморфических анатектитов к метасоматическим грубополосчатым гнейсам в указанной последовательности. Отличие заключается в основном в различной представительности зон гранитовой, пегматитовой и кварц-альбитовой мигматитизации. Так, в Диймалекском поле общая мощность ореола селективной мигматитизации в вертикальном разрезе составляет 1,8—2 км. При этом на современном эрозионном срезе на долю зоны гранитовых венитов приходится 350—400 м, пегматитовых — 1100—1200, кварц-альбитовых — 400 м. В более крупном Бахчинском поле, где обнажающаяся общая мощность ореола селективной мигматитизации достигает 3 км, мощности упомянутых зон составляют соответственно 250—700, 1000 и 1500 м.

Сравнительно малая мощность зоны гранитовых венитов объясняется меньшей эродированностью одноименной брахиантиклинали, что подтверждается слабым развитием в этом поле реоморфических анатектитов, представленных лишь отдельными небольшими телами. В различных полях изменяется и общее количество мигматитов, так как они не образуют монолитных толщ, а встречаются в виде отдельных пачек и горизонтов среди гранитизированных пород, отражая эшелонированный на глубину фронт селективного плавления, что, не-

сомненно, обусловлено неравномерным распределением летучих плавней и градиентов температур в гранитизировавшейся толще.

В зависимости от текстурных особенностей исходных пород отчетливо различаются два морфологических типа селективных мигматитов — послойные и глыбовые (агматиты), включающие несколько разновидностей.

Послойные вениты (рис. 30) количественно резко преобладают над агматитами. Они образуются в основном по гнейсам и кристаллическим сланцам и полностью наследуют их полосчатую текстуру. При этом лейкократовые существенно кварц-полевошпатовые их слои приобретают характер магматогенных обособлений, а меланократовые — субстрата. В зависимости от интенсивности ультраметаморфизма и степени пластичности субстрата возникают линейно-полосчатые или лин-



Рис. 30. Послойный мигматит со складками течения и пегматитовыми жилами (хр. Байсунтау).

зовидно-полосчатые их разности. В последних иногда встречаются более крупные (по $0,3 \text{ м}^2$ в сечении) неправильные или медузообразные обособления магматогенного материала, по морфологии и взаимоотношениям с субстратом в миниатюре весьма сходные с диапировыми структурами. Возникновение их достаточно убедительно, на наш взгляд, свидетельствует о синкинематическом характере селективной мигматизации и неравномерно-мозаичном распределении градиентов динамических напряжений в пределах горизонтов, подвергавшихся ультраметаморфизму. Магматогенные жилы и обособления в этих мигматитах составляют от 10—15 до 50—55% объема. В линейно-полосчатых разностях они обычно имеют плоско-параллельный характер и при мощности 1—20 мм протягиваются от первых до многих десятков метров; в линзовидно-полосчатых — четкообразный характер, во вздутях достигают 34—40 см и по простиранию кулисообразно сменяют друг друга. Количество и состав их, а также соотношения с субстратом всецело определяются положением этих мигматитов в схеме зональности полей. Обращает на себя внимание, что в линзовидно-полосчатых венитах общее содержание магматогенной составляющей не ниже 30% объема, а субстрат, судя по появлению пегматитовых жил, в локальных участках обладает значительной пластичностью. В связи с этим мы полагаем, что они сформировались в более зрелую стадию селективной мигмати-

зации. Это подтверждается нередко наблюдающимися непосредственными их переходами к реоморфическим анатектитам.

Глыбовые вениты (агматиты) образуются по менее анизотропным по строению песчаникам и амфиболитам и непосредственно связаны с явлениями будинажа (рис. 31). Магматогенный материал в них выполняет межбужинные пространства или образует многочисленные неправильные и ветвящиеся жилы, разграничивающие отдельные блоки и более мелкие обломки исходных пород. В связи с этим наряду с агматитами среди них можно выделить морфологическую разновидность ветвисто-прожилковых мигматитов, свойственных недоразвившимся будинаж-структурам и дробленным участкам горизонтов тектонически

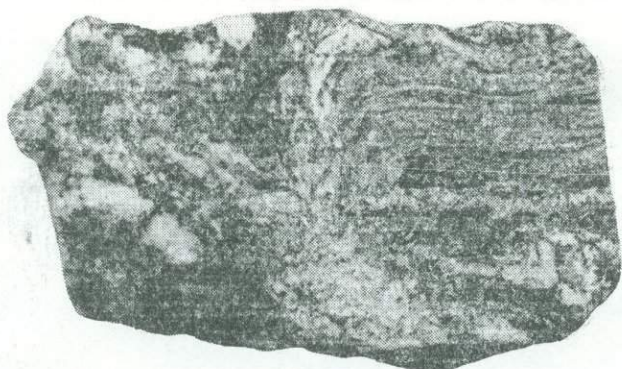


Рис. 31. Агматит по разбудинированным гранитизированным песчаникам. Штуф, натур. вел.

компетентных пород. По особенностям состава и соотношениям магматогенной составляющей с субстратом все они в принципе аналогичны послойным мигматитам. Следует лишь заметить, что в зрелую стадию мигматизации сами исходные породы в блоках агматитов также подвергаются селективному переплавлению. При этом благодаря относительно изотропному внутреннему строению пород магматогенная составляющая распределяется в них относительно равномерно. Поэтому в отличие от послойных мигматитов агматиты при значительно меньшем содержании расплава, возможно, уже при достижении теоретически установленного (Mac Gregor, Wilson, 1939) критического его значения в 26% или достижения условий α - β перехода кварца (Летников, 1971), на чем подробнее мы остановимся ниже, приобретают способность к пластическому течению всей массой, превращаясь в реоморфические анатектиты.

Реоморфические анатектиты характеризуются преобладающим участием в их формировании расплава и обусловленной этим и некоторыми другими факторами способностью к пластическому течению и внедрению по диапировому механизму. Поэтому не случайно подобные образования хр. Сусызтау выделены В. Е. Головиным (1966, 1973) в формации высокоглиноземистых кордиеритовых гранитов. Они тесно связаны с мигматитами и возникают за счет них при достижении содержания магматической составляющей в полосчатых разностях порядка 55—60%, а в относительно равномернозернистых агматитах—30% объема. Эти породы образуют небольшие (до 0,3 км²) согласные или неправильные дискордантные тела в зоне развития гранитовых миг-

матитов и пространственно тяготеют к ядрам брахиантиклинальных структур. Тела характеризуются расплывчатыми очертаниями и постепенным переходом к вмещающим гранитизированным гнейсам. В них нередко на отдельных участках сохраняются теневые мигматитовые текстуры и реликты складок течения, свидетельствующие о постепенном нарастании магматической составляющей и пластичном их состоянии.

Слагающие их породы характеризуются неоднородным пятнистым сложением и представляют собой гетерогенную систему из лейкократового кварц-полевошпатового магматического материала и реликтовых метастабильных минералов — кордиерита, силлиманита, граната, биотита, недоплавленных первичных плагиоклазов, кварца и других минералов, унаследованных от материнских метаморфических пород. Качественный и количественный состав их всецело предопределяется характером предшествующего метаморфизма последних и особенностями минералообразования преобладающей субстадии гранитизации. В целом эти породы имеют гипидиоморфнозернистую, участками пойкилобластовую микроструктуру и состоят из переменных количеств альбито-олигоклаза (№ 10—16) — 8—35%, нерешетчатого микроклина ($2V = 50—82\%$) — 12—20, кварца — 25—40, биотита — 2—25, мусковита — 3—4, псевдоморфоз пинита по кордиериту — 3—15, силлиманита — 1—15 и граната — до 3%. Из акцессорных минералов в них встречены магнетит, апатит, циркон и сфен.

Как видно из приведенных данных, эти породы характеризуются весьма непостоянным и метастабильным минеральным составом, в связи с чем их трудно отнести к каким-либо конкретным разновидностям гранитоидов. На основании химических анализов (табл. 20, рис. 27), установлено, что по содержанию фемических компонентов они варьируют от гранодиоритов до диоритов, но по соотношениям остальных компонентов весьма близки к лейкократовым гранитам и аляскитам. Все это делает реоморфические анатектиты аналогичными по составу гранитизированным кордиеритовым, силлиманитовым и другим гнейсам и мигматитам и отражает специфику их образования как крайних продуктов селективной мигматизации (рис. 27). Представляя собой гетерогенную систему, состоящую из эвтектоидного кварц-полевошпатового расплава, переполненного твердыми включениями недоплавленных реликтовых метаморфических минералов, при достаточном количестве жидкой фазы, они приобрели определенную мобильность, обусловившую интрузивную форму их залегания.

Палингенные граниты образуют многочисленные мало-мощные (до 30 м) согласные и секущие дайкообразные и неправильные тела, пронизывающие докембрийскую гнейсовую толщу. А. Т. Тарасенко и С. К. Овчинников (1956) считали их докембрийскими, Г. С. Чикрызов (1953) — докарбонными, а И. М. Исамухамедов и П. Д. Купченко (1962, 1970) — герцинскими. Галька и глыбы этих гранитов составляют существенный компонент нижнекарбонных базальных конгломератов района, поэтому большинство исследователей в настоящее время принимают для них докарбонный возраст. В результате наших исследований (Покровский, 1964, 1965, 1967, 1968 и др.) установлена тесная связь образования этих гранитов с явлениями гранитизации и палингенеза раннекаледонского этапа метаморфизма докембрийского комплекса, что подтверждается определениями их абсолютного возраста (450—480 млн. лет), отвечающими среднему ордовику. В связи с этим мы выделяем данные граниты вместе с рассмотренными выше реоморфическими анатектитами в раннекаледонский гранитоидный интрузивный комплекс (Покровский, 1965, 1969 и др.). В последнее время подобные образования

установлены также и в позднекаледонском комплексе. Слагаемые ими тела встречаются почти повсеместно в гнейсовой толще, но образуют скопления (концентры) в крупных брахиантиклинальных структурах. Они локализуются преимущественно в сводовых частях и характеризуются в целом акмолитовой формой залегания. Наиболее крупное их скопление обнажается в северной части хр. Байсунтау, в пределах Бахчинской брахиантиклинали, и в отдельных своих частях ранее описывалось как Бахчинский и Ходжаосминский массивы. В хр. Сусызтау довольно много их приурочено к Кызылсайской брахиантиклинали, а в хр. Сурхантау встречены лишь отдельные тела таких гранитов. Обращает на себя внимание своеобразное изменение размеров и морфологии этих тел в вертикальном разрезе брахиструктур. Вблизи их ядер они представлены маломощными (0,15—4,0 м) ветвящимися жилами, но выше увеличиваются в мощности и нередко сливаются в довольно крупные (до 1,5 км²) неправильные линзообразные тела, подобные астенолитам. Одно из таких тел обнажается, в частности, в верховьях Кишлакская.

Особенности морфологии, состава и взаимоотношений этих тел с вмещающими породами подробно описаны нами ранее (Покровский, 1964), поэтому здесь приводим лишь краткую их характеристику. Они сложены главным образом мелкозернистыми лейкократовыми или обычными мусковитизированными биотитовыми гранитами, плагиогранитами и аляскитами, в апикальных частях крупных тел сменяющимися крупнозернистыми пегматоидными разностями. На верхних структурных уровнях нередко в эндоконтактных зонах переходят в гибридные адамеллиты, гранодиориты и реже кварцевые диориты. Количественно-минералогический состав этих пород колеблется в довольно широких пределах в зависимости от степени контаминации и последующих метасоматических преобразований. Отметим лишь, что преобладающая масса лейкократовых гранитов и аляскитов характеризуется почти эвтектическими соотношениями главнейших минералов и состоит из альбита или альбит-олигоклаза (25—30%), микроклин-пертита (25—30%), кварца (30—35%) и небольшого количества (5—6%) биотита и мусковита. В плагиогранитах возрастает содержание альбита за счет калиевого полевого шпата. Из акцессорных минералов в них встречены апатит, циркон и магнетит. Весьма характерна также иногда довольно существенная примесь метаморфогенных минералов. Однако в отличие от реоморфических анатектитов кордиерит и гранит в них обычно представляют собой ксенокристы, заимствованные из вмещающих пород, а силлиманит и андалузит обязаны своим возникновением наложенному процессу кислотного выщелачивания. По химизму (табл. 21, рис. 27)¹ эти породы близки к соответствующим нормативным типам гранитоидов и отличаются лишь дефицитом полевошпатовой извести и пересыщенностью глиноземом. В целом по составу они весьма близки к магматогенным обособлениям венитовых мигматитов.

Рассматривая особенности контактового взаимодействия этих гранитов с вмещающими гнейсами в вертикальном разрезе брахиструктур, прежде всего необходимо отметить, что в глубинных зонах оно практически не происходило, на что указывает отсутствие реакционных соотношений между ними. Однако по мере продвижения на более высокие структурные уровни признаки проявления ассимиляционных процессов

¹ Для этих пород имеется большое количество химических анализов, но здесь приведены лишь неопубликованные результаты из нашей коллекции и любезно предоставленные нам В. Е. Головиным.

Результаты химического анализа реоморфических анатектитов докембрийского метаморфического комплекса, вес. %

Номер пробы	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	SO ₃	+H ₂ O	-H ₂ O	П. п. п.	Сумма
Г-770	67,12	0,70	14,76	0,87	3,88	0,09	2,25	1,13	2,62	3,02	0,21	0,00	0,15	0,08	—	2,65	99,56
Г-772 ^a	62,72	0,84	16,47	0,37	5,53	0,10	3,10	0,42	2,00	4,15	0,21	0,08	0,04	0,25	—	3,66	99,94
П-926 ^c	75,18	He обн.	16,59	0,16	0,94	0,02	0,00	0,60	4,66	0,60	0,19	He обн.	He обн.	—	0,04	1,18	100,16
П-926 ^p	62,83	He обн.	18,83	0,32	0,98	0,05	1,45	0,90	4,04	8,33	0,12	He обн.	He обн.	—	0,22	0,95	99,32
П-930	76,80	He обн.	12,70	0,42	1,25	He обн.	0,18	1,40	3,04	3,27	Сл.	He обн.	He обн.	—	0,00	0,63	99,69
П-930 ^a	75,06	Сл.	13,40	0,14	1,46	0,02	0,00	1,70	3,53	4,00	Сл.	He обн.	He обн.	—	0,14	0,69	100,14
Г-2060 ⁿ	73,26	0,30	13,55	0,75	1,53	0,03	1,70	0,63	2,39	4,99	0,20	—	—	0,06	—	0,42	99,81

Таблица 21

Результаты химического анализа палингенных гранитов, вес. %

Номер пробы	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	SO ₃	+H ₂ O	-H ₂ O	П. п. п.	Сумма
П-267 ^a	73,30	0,10	14,65	0,13	0,43	0,03	0,72	1,26	3,54	4,70	0,22	0,00	0,00	0,94	0,14	0,26	100,42
П-526 ^г	75,18	0,05	14,40	0,56	0,22	0,07	0,05	0,42	5,00	2,71	0,31	0,03	0,05	0,01	—	0,96	100,02
П-526 ^т	74,25	0,09	13,86	0,10	1,65	0,00	0,05	0,49	4,66	3,34	0,10	0,05	0,13	0,05	—	0,76	99,58
Г-742	73,04	0,27	12,24	0,45	3,39	0,05	0,80	0,92	2,18	5,00	0,21	0,30	0,08	0,09	—	1,10	100,03
Г-745	73,78	0,19	13,50	0,05	2,08	0,08	0,35	0,42	2,73	5,16	0,21	0,03	0,03	0,07	—	1,14	99,82
Г-756 ^a	83,32	0,38	7,65	0,07	2,30	0,02	0,55	0,42	1,54	2,59	0,11	0,05	0,14	0,03	—	0,84	100,61
Г-757	73,85	0,38	13,68	0,30	2,44	0,07	0,55	0,63	3,12	3,70	0,23	0,05	0,06	0,09	—	1,00	100,15
Г-758 ⁿ	74,22	0,08	14,58	0,27	0,65	0,02	0,10	0,56	3,63	4,51	0,30	0,03	0,05	0,01	—	0,76	99,77
Г-758 ^a	73,55	0,18	12,96	0,04	2,67	0,06	0,25	0,50	2,94	6,00	0,12	0,05	0,06	0,00	—	0,52	99,9
П-924 ^b	72,98	He обн.	16,06	0,27	1,02	He обн.	2,83	0,40	3,53	2,17	0,14	He обн.	He обн.	—	0,18	0,62	100,20
П-927 ^a	73,85	He обн.	14,13	0,50	0,81	0,04	1,05	1,00	4,66	3,27	0,23	He обн.	He обн.	—	0,04	0,32	99,90
П-932	72,95	He обн.	15,27	0,45	1,04	He обн.	0,87	0,70	4,00	3,21	0,23	He обн.	He обн.	—	0,26	0,66	99,64
П-933	57,40	He обн.	16,73	0,23	0,88	0,28	2,81	8,50	4,66	3,13	0,19	He обн.	He обн.	—	0,02	4,83	99,66
Г-2064 ^a	69,76	0,55	14,16	0,00	3,60	0,07	1,70	0,77	2,65	4,14	0,21	—	—	Сл.	—	1,82	99,45

и метаморфического преобразования вмещающих пород становятся все более отчетливыми и достигают наиболее яркого выражения в верхней части кристаллической серии, особенно при взаимодействии магмы с контрастными по составу амфиболитами, с образованием гибридных гранитоидов повышенной основности. Это позволяет считать, что в глубинных условиях внедрявшаяся магма находилась в состоянии, весьма близком к физико-химическому равновесию с вмещающими породами, которое все более нарушалось по мере продвижения ее вверх, компенсируясь контактовым взаимодействием с ними.

Это, а также отмеченные выше особенности изменения мощности, морфологии и пространственного размещения тел и состава этих гранитов приводят нас к выводу, что они представляют собой палингенные образования, возникшие в результате отжимания в трещины и полости отслоения в гнейсах эвтектонидного расплава из зон венитовой мигматизации раннекаледонского и позднекаледонского этапов метаморфизма докембрийского комплекса. Такой вывод подтверждается тем, что тела рассматриваемых гранитов всегда располагаются гипсометрически выше этих зон и уходят в них своими корнями. В частности, в верховьях р. Диймалек нами задокументирована вертикальная, расширяющаяся кверху (до 0,5 м) жила лейкократового гранита в песчаниках, в нижней, причудливо разветвленной своей части затухающая в подстилающем горизонте венитовых мигматитов и, подобно водосборному дренажному каналу, вбирающая в себя из него многочисленные струйки кварц-полевошпатового магматогенного материала. Нередко наблюдалось также выполнение этими гранитами межбужинных пространств в бужинно-наж-структурах, располагающихся среди мигматитов.

Отжимание расплавов из мигматитов происходило, по-видимому, по механизму «фильтр-прессинга» путем просачивания их по межбужинным поровым каналам субстрата мигматитов в области пониженного давления в тектонически ослабленных участках. Этому способствовали, по нашему мнению, относительно жесткие экранирующие горизонты песчаников, амфиболитов и других пород в пределах зон ультраметаморфизма. По времени отщепление магмы, очевидно, совпадало с кульминационным, наиболее высокотемпературным периодом гранитизации и селективной мигматизации гнейсов, так как в этих гранитах отчетливо проявляются последующие процессы кислотного выщелачивания, выражающиеся в появлении в них турмалина, силлиманита и андалузита, а также мусковитизации и альбитизации. Альбитизация в некоторых случаях проявилась настолько интенсивно, что отдельные тела таких гранитов полностью преобразовались в метасоматические альбититы. Принадлежность этих пород к специфической формации абиссальных палингенных гранитов подтверждается отмеченными выше их особенностями, а также наличием у них своей жильной фации, представленной пегматитовыми, кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами (Покровский и др., 1965, 1969).

Рассмотренные выше геолого-петрографические особенности проявлений ультраметаморфизма свидетельствуют о тесной связи их с гранитизацией каледонской эпохи метаморфизма докембрийского комплекса. Это подтверждается и полученными цифрами абсолютного возраста (460—480 млн. лет), а также минералогической, петрохимической и геохимической преемственностью их состава от гранитизированных гнейсов. В частности, по мере нарастания интенсивности гранитизации неуклонно возрастает глиноземистость гнейсов. Эта тенденция, как отмечалось, достигает максимума в лейкократовых магматогенных обособлениях селективных мигматитов и рассмотренных гранитах.

В связи с этим высокая глиноземистость гранитов вообще, очевидно, может служить важным петрохимическим критерием их палингеного ультраметаморфического происхождения.

Из приведенных данных следует, что ультраметаморфизм как совокупность явлений, связанных с переплавлением пород, представляет собой одну из сторон регионального метаморфизма в широком его понимании. Он непосредственно связан с гранитизацией и во времени приурочен к кульминационному периоду ее развития, совпадающему с заключительной стадией прогрессивного метаморфизма. При этом гранитизация играет в основном роль подготовительного процесса, создающего необходимые петрохимические и структурно-текстурные предпосылки для его проявления. Таким образом, ультраметаморфическое селективное переплавление пород является одним из главных факторов палингеного магмаобразования, обуславливающего развитие гранитоидного магматизма в подвижных зонах земной коры. Подробнее на этом остановимся ниже.

КИСЛОТНОЕ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕ И СВЯЗАННОЕ С НИМ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ

Кислотное выщелачивание обычно связывается с гранитоидными интрузиями (Коржинский, 1952, 1955; Кориковский, 1963, 1964, 1967; и др.) и с этих позиций отмечалось В. Е. Головиным (1966) в Сусызтау для заключительной стадии постмагматических изменений вмещающих пород под воздействием абиссальных кордиеритовых гранитов. Однако по результатам наших исследований в пределах докембрийского комплекса этот процесс непосредственно связан с гранитизацией единством метаморфогенных минералообразующих растворов и представляет собой ее логическое завершение. Вместе с тем он характеризуется рядом специфических особенностей.

Кислотное выщелачивание охватывает значительную часть пород докембрийского метаморфического комплекса, включая продукты гранитизации и ультраметаморфизма, в том числе и палингенные граниты. Проявления его пространственно подчинены каледонской тектонической структуре рассматриваемого комплекса и приурочены в основном к внешним зонам ореолов (концентров) гранитизации. Однако по мере снижения изоград с ростом поднятий, оно постепенно проникало и во внутренние зоны, накладываясь на продукты гранитизации и ультраметаморфизма. В связи с этим можно сказать, что кислотное выщелачивание охватило практически все породы докембрийского комплекса, но на различных участках проявилась с различной интенсивностью.

По серии образцов отчетливо прослеживается, как окварцевание заключительной стадии гранитизации по мере развития процесса с некоторого момента приобретает принципиально новую качественную характеристику и постепенно перерастает в интенсивное выщелачивание пород. Оно выражается в разложении ранее существовавших минералов, в том числе и возникших при фельдшпатизации, и замещении их кварцем, ассоциирующим с промежуточными метастабильными минеральными фазами (турмалин, гранат, силлиманит, андалузит, мусковит и др.), последовательно возникавшими и исчезающими в определенных стадиях и субстадиях этого процесса. Конечным его продуктом являются анхимономинеральные кварцевые породы, которые мы называем метакварцитами. Об их метасоматическом происхождении убедительно свидетельствуют реликты минералов и скиалиты исходных кристаллических сланцев или гнейсов.

Особенности развития этого процесса во времени отразились на сохранившихся сериях минеральных ассоциаций последовательных его субстадий, которые позволяют отчетливо проследить эволюцию вещественного состава и минеральных преобразований пород.

Как отмечалось, в период кислотного выщелачивания прежние, особенно высокотемпературные минеральные парагенезисы становились неустойчивыми и претерпевали разнообразие изменения. Ранее существовавшие минералы разлагались и замещались кварцем, что сопровождалось появлением новообразований промежуточных минеральных фаз.

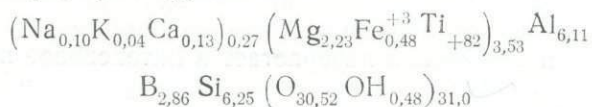
В наиболее раннюю высокотемпературную субстадию появляется турмалин, образующий скопления мелких зерен, а нередко и крупные (до 10 мм в поперечнике) порфиробласты. По экспериментальным данным (Хамрабаев, Мусаев, 1970), подходящие условия для этого — нейтральная среда при переходе от щелочной стадии к кислотной.

Возникновению турмалина очевидно, способствовало и то, что в метаморфогенных растворах к этому времени бор достиг предела своего насыщения и получил возможность выделиться в твердую фазу. По имеющимся данным, это, видимо, произошло в период перехода от альбитизации к окварцеванию, когда растворы характеризовались еще сравнительно высоким химическим потенциалом натрия. Подтверждением этому служит широкое развитие в данной зоне турмалиносодержащих кварц-альбитовых жил. На образование турмалина именно в эту субстадию указывает также то, что его выделения своими гранями срезают струйки первичного силлиманита в гнейсах, но в свою очередь подвергаются вторичной силлиманитизации, связанной с кислотным выщелачиванием. С развитием процесса железистость турмалина несколько увеличивается. Сначала появляется бурая, а затем его сине-зеленая разновидность, которые, судя по оптическим свойствам, представлены соответственно существенно магnezиальным дравитом и более железистым шерлом. В зависимости от условий, они возникают в породах либо независимо друг от друга, либо совместно. Причем в последнем случае нередко наблюдается обрастание зерен дравита по периферии каемками шерла. Отмеченная последовательность их образования, на наш взгляд, отражает характер изменения физико-химической обстановки и термического режима данной субстадии.

Сине-зеленый турмалин имеет следующий химический состав (вес %)¹:

SiO₂ = 39,40%; TiO₂ = 0,69%; Al₂O₃ = 32,71%; Fe₂O₃ = 4,000; FeO — не опр.; MnO = 2,00%; MgO = 9,44%; CaO = 0,80%; Na₂O = 0,27%; K₂O = 0,17%; B₂O₃ = 11,44%; H₂O ± = 0,90%; сумма = 99,82%.

В результате пересчета этих данных катионным методом получена следующая формула турмалина:



Одновременно с турмалином или независимо от него, в породах появляются новообразования альмандина, что позволяет говорить о снижении щелочности растворов, вплоть до нейтрализации. В случае образования альмандина по кордиериту или биотиту, с ним нередко ассоциируют выделения рутила, связывающего высвободившийся избыточный титан, достигший предела своего насыщения. Эти минералы обычно

¹ Анализ выполнен в лаборатории ИГиГ АН УзССР, аналитик Е. Ф. Касьянова.

присутствуют в породах в небольшом количестве (до 5—6%) и практически не изменяют их петрографического облика. Значение их заключается лишь в том, что они, особенно турмалин, являются индикаторами начальной субстадии процесса кислотного выщелачивания пород. Появление этих минералов, видимо, можно объяснить необходимостью увязки высвобождающихся при этом ненасыщающих (по Д. С. Коржинскому) инертных компонентов в минеральные фазы, хотя бы временно устойчивые в сложившихся новых физико-химических условиях.

С развитием кислотного выщелачивания в породах появляются новообразования силлиманита II. Как и первичный силлиманит гнейсов он представлен тонкоиглольчатым фибролитом и при их совместном присутствии практически не отличим от него. Лишь в некоторых случаях он образует в кварце более индивидуализированные длиннопризматические выделения. Принадлежность силлиманита ко второй генерации определяется его связью с более поздними по отношению к первичному силлиманиту глиноземсодержащими минералами. В частности, он повсеместно ассоциирует с привнесенным кварцем и развивается по кордиериту, вторичному биотиту, турмалину, раннему андалузиту и, в меньшей степени, полевым шпатам и гранатам. В гнейсах и сланцах силлиманит второй генерации образует отдельные сноповидные выделения, спутанноволокнистые агрегаты или ориентированные по сланцеватости линзовидные скопления. В более однородных песчаниках нередко возникают довольно крупные (до 5—6 мм) радиально-лучистые его стяжения, придающие породам пятнистый облик. Содержание его колеблется от 1—2 до 18—20%, в связи с чем в эту субстадию нередко возникают силлиманитовые гнейсы и сланцы, отличающиеся от одноименных пород из группы кинцигитов наличием реликтов минералов из прежних, более высокотемпературных парагенезисов, интенсивным окварцеванием и вторичным характером силлиманита.

В смежных, более низкотемпературных зонах кислотного выщелачивания вместо силлиманита в глиноземистых породах появляются отдельные призматические или неправильные выделения андалузита (5—7%). Такие породы довольно широко развиты в крыльях Бахчинской брахиантиклинали, в частности, на правом берегу р. Хондизы в районе Ходжа-Осмина, в междуречье Палгаря и Бузурутская, на правом берегу р. Сангардак и на некоторых других участках.

Силлиманит и андалузит, на наш взгляд, образовались в тот период кислотного выщелачивания, когда из насыщающих компонентов в инертном состоянии оставался лишь глинозем, а все остальные, исключая кремнезем, приобретали дифференцированную подвижность и переходили в растворы. Это следует из того, что их кристаллизация совершалась на фоне интенсивного послыйного или межгранулярного окварцевания пород. Причем отчетливо наблюдается как кварц, пронизанный иглочками сингенетичного вторичного силлиманита, замещает почти все предшествующие минералы, включая полевые шпаты, которые лишь иногда сохраняются в нем в виде реликтовых включений. Примечательно, что даже турмалин и гранат в этих условиях становятся неустойчивыми и также замещаются кварцем. При этом турмалин нередко подвергается вторичной силлиманитизации. Только силлиманит кинцигитов внешне почти не изменяется, хотя в некоторых случаях наблюдалась его перекристаллизация с образованием более индивидуализированных длиннопризматических выделений.

В результате, в данную субстадию процесса нередко возникают силлиманит- или, реже, андалузитсодержащие существенно кварцевые

породы, которые мы называем кварцитовидными гнейсами. Их метасоматическое происхождение не вызывает сомнения, так как отчетливо устанавливается по сохранившимся скиалитам первоначальных пород и реликтам минералов (кордиерита, биотита, граната, полевых шпатов и др.) прежних парагенезисов, анализ которых часто позволяет воссоздать всю историю их метаморфических преобразований.

Это обычно светло-серые плотные мелко- или среднезернистые породы с тонкополосчатой или линзовиднополосчатой текстурой, гранобластовой или нематогранобластовой структурой с элементами первоначальных лепидобластовой и других структур. Гнейсоватость их в большинстве случаев имеет палимпсестовый характер и определяется субпараллельным расположением вытянутых по сланцеватости линзовидных реликтовых включений исходных пород или уже дезинтегрированных составных их частей. Причем, на долю кварца приходится обычно от 40 до 65% объема пород, новообразованного силлиманита от 3 до 10—12%, а остальное — реликтовые включения. Андалузит встречается в них сравнительно редко и по содержанию не превышает 3—5%. Аксессуары представлены лишь мелкими единичными выделениями апатита и магнетита.

Встречающиеся среди гнейсов песчаники в данную субстадию претерпевают межгранулярное окварцевание и превращаются в относительно равномернозернистые породы с радиально-лучистыми стяжениями силлиманита.

В дальнейшем, в зависимости от условий, процесс кислотного выщелачивания развивается по двум направлениям.

В первом случае, по мере нарастания кремнекислого метасоматоза новообразованные глиноземистые минералы также становятся неустойчивыми и замещаются кварцем, что обусловлено переходом и алюминия, наиболее инертного из ненасыщающих компонентов, в подвижное состояние. Одновременно продолжается вынос в растворы и всех остальных компонентов, на что указывает исчезновение сохранившихся ранее реликтовых минералов. В итоге возникают, как уже отмечалось, практически мономинеральные кварцевые породы, названные нами мета-кварцитами (рис. 32).

Они характеризуются плотным сливным сложением и более чем на 90% состоят из гранобластового агрегата кварца, в котором лишь местами сохраняются единичные реликты прежних минералов или небулитовые скопления избыточных продуктов их разложения, фиксирующиеся в виде мельчайших включений в интерстициях или внутри зерен кварца. Следует отметить, что в этих породах нередко наблюдается довольно значительная (до 2—3%) примесь тонкодисперсного или мелкозернистого непрозрачного вещества, напоминающего рудную пыль. Диагностировать его не удалось, но мы склоняемся к мысли, что оно представлено тонкочешуйчатым графитом, вероятнее всего возникшим за счет органики, содержавшейся в исходных докембрийских отложениях. Данный вариант дальнейшего развития кислотного выщелачивания, по нашему мнению, отвечает состоянию, когда этот процесс имел возможность дойти до своего логического конца еще в относительно высокотемпературных условиях.

Во втором случае, по мере нарастания окварцевания пород, глинозем не переходит в подвижное состояние, что, видимо, обусловлено повышением в растворах химического потенциала щелочей, так как глиноземистые минералы — силлиманит и андалузит, а также реликтовый биотит почти полностью замещаются мусковитом. Сохранившиеся к этому времени зерна плагиоклазов подвергаются интенсивной серицити-

зации. Несколько позже в небольшом количестве появляются и новообразования альбита. Таким образом, в данном случае мы имеем дело со второй поздней щелочной стадией метасоматоза или волной отраженной щелочности (по Д. С. Коржинскому). По характеру проявления она несет многие специфические черты процесса грейзенизации и несомненно протекала при широком участии летучих компонентов, на что указывает возникновение в породах многочисленных довольно крупных (до 0,3 мм) ксенобластовых выделений апатита. В дальнейшем в породах появляются единичные мелкие идиобласты граната, нередко ассоциирующие с многочисленными мелкими выделениями рудных минералов, а завершается процесс хлоритизацией, а затем карбонатизацией пород. Хлорит и карбонат развиваются в виде отдельных выделе-



Рис. 32. Продукты кислотного выщелачивания гнейсов:

А — послонно окварцованный, Б — кварцито-видный, с новообразованным гранатом (серое), В — метакварцит.

ний и их скоплений по реликтовым биотиту и плагиоклазам, и самостоятельно среди кварца, а также образуют прожилки. Возникновение всех этих минералов, с нашей точки зрения, можно объяснить тем, что по мере падения температуры растворов сначала щелочи, а затем же-

лезо, магний, кальций и другие, в том числе рудные компоненты последовательно переходили в инертное состояние и выпадали в твердую фазу. Это несомненно обусловлено обратным изменением подвижности компонентов в зоне сопряженного минералоотложения. В заключительный момент в минералообразовании приняла участие и уголекислота, достигшая в данных температурных условиях предела своего насыщения. Хлоритизация и карбонатизация пород, по-видимому, отражают заключительную стадию процесса и связаны с остаточными растворами.

Этот процесс происходил в самых периферических зонах ореолов гранитизации и кислотного выщелачивания, охватывающих главным

образом лишь наиболее удаленные от очагов гранитизации горизонты пород докембрийской толщи.

В результате его проявления, наряду с окварцеванием они претерпели интенсивную мусковитизацию, а затем хлоритизацию и другие изменения и в ряде случаев превратились в двуслюдяные и мусковитовые сланцы. Песчаники также обогащались мусковитом с образованием слюдяных разностей. Температура их образования, определенная В. Е. Головиным (1971) по коэффициенту распределения натрия между сосуществующими мусковитом и полевыми шпатами, составляет 250°C. По минеральным парагенезисам эта ассоциация пород отвечает эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям. В связи с этим можно допустить, что кислотное выщелачивание, завершавшее гранитизацию, к концу процесса непосредственно смыкалось с явлениями диафтореза.

Процесс кислотного выщелачивания в амфиболитах осуществлялся в той же последовательности как и в глиноземистых породах. В гранитизированных амфиболитах также появляются новообразованные турмалины, силлиманит или андалузит, но обычно в небольших количествах, устанавливаемых лишь в протолочных пробах. Общая направленность и механизм процесса также аналогичны и выражались в разложении всех более ранних минералов с замещением их кварцем и выносом высвобождавшихся компонентов. Кварц сначала проникает по микротрещинам в таблички роговой обманки и плагиоклазов с образованием идиобластических и других прорастаний. Затем происходит общее послонное и межгранулярное окварцевание амфиболитов с замещением всех более ранних минералов. Биотит при этом подвергается мусковитизации. Из новообразованных минералов, кроме того, появляются гранат, эпидот и карбонат, а из акцессорных— апатит, магнетит и сфен. Содержание новообразованного кварца в этих породах обычно не превышает 25—30%. Однако иногда образуются и апоамфиболитовые метакварциты, более чем на 80% состоящие из мелко-среднезернистого агрегата кварца, в котором «плавают» отдельные корродированные реликты роговой обманки, плагиоклаза и реже других минералов.

По химическому составу (табл. 22) глиноземистые породы, претерпевшие кислотное выщелачивание, образуют единый ряд с исходными и гранитизированными их разностями (рис. 27). Общая тенденция их петрохимической эволюции по мере нарастания интенсивности кислотного выщелачивания выражается в постепенном уменьшении в них содержания фемических компонентов, щелочей и, в последнюю очередь, глинозема, вытесняемых кремнеземом (Покровский и др., 1967).

В результате анализа выявленных петрографических и петрохимических особенностей продуктов кислотного выщелачивания как глиноземистых, так и амфиболовых пород можно сделать вывод, что они составляют однотипные инфильтрационно-метасоматические колонки, несколько различающиеся в связи со спецификой исходного состава (табл. 23).

Как видно из приведенных данных, кислотное выщелачивание глиноземистых гнейсов осуществлялось путем постепенного перехода вещества из инертного состояния в подвижное и выноса его из пород. При этом намечается следующий ряд подвижности компонентов: H_2O , CO_2 , Si, Ca, B, Na, K, Mg, Fe, Al. Согласно теории метасоматической зональности Д. С. Коржинского (1969), с каждым инертным компонентом связана определенная минеральная фаза. Поэтому последовательный переход их в подвижное состояние сопровождался соответствующими минеральными перестройками пород. Появление турмалина, как

Результаты химического анализа продуктов кислотного выщелачивания глиноземистых гнейсов докембрийского метаморфического комплекса, вес, %

Номер пробы	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	S	+H ₂ O	-H ₂ O	ППП	Сумма
П—602	79,10	0,44	10,23	0,59	2,89	0,03	1,37	1,20	0,79	1,23	Сл.	0,78	—	0,92	0,44	0,00	100,01
Х—36 ^а	79,39	0,52	9,20	0,20	3,30	0,05	1,30	0,50	1,30	2,95	0,12	0,11	0,13	0,24	—	1,45	100,76
П—299 ^а	87,62	0,43	4,24	0,13	1,15	0,03	0,86	2,90	1,25	0,60	Сл.	—	—	0,73	0,00	0,00	99,94
П—299 ^е	84,17	0,23	5,53	1,96	1,48	0,03	2,49	0,80	0,71	1,43	0,37	—	—	0,51	0,34	0,23	100,28
П—602 ^а	75,00	0,55	10,84	1,34	2,94	0,01	1,77	1,30	1,75	2,55	Сл.	0,44	—	0,84	0,58	0,00	99,91
П—603 ^б	80,40	0,47	6,43	2,00	0,00	н/об	1,37	0,90	0,97	2,16	Сл.	—	—	0,82	0,84	3,02	99,38
П—603 ^г	69,61	0,46	10,19	2,07	0,30	Сл.	4,45	1,20	0,93	1,26	0,48	н/об	—	1,40	1,22	6,34	99,91
Г—2061 ^р	74,75	0,77	11,62	0,34	4,02	0,05	1,65	0,56	1,38	2,90	0,13	—	—	0,20	—	1,86	100,23
Х—35 ^д	86,25	0,60	6,10	—	1,25	0,02	0,75	0,20	1,21	0,68	0,26	—	0,04	0,24	—	1,90	99,54
П—263	72,78	0,10	12,64	2,30	1,53	0,03	2,64	0,90	3,41	2,78	Сл.	н/об	—	0,60	0,20	0,00	99,91
П—273	69,22	1,10	11,10	1,14	4,60	0,07	3,10	3,64	2,36	2,11	0,20	0,00	—	—	0,24	0,70	99,58
П—299	72,30	0,85	13,71	1,27	1,56	0,04	0,58	2,10	0,38	3,92	Сл.	—	—	1,60	0,40	0,64	99,35
П—299 ^д	89,14	Сл.	2,60	1,60	0,00	н/об	1,23	1,30	0,26	0,63	Сл.	?	—	0,40	0,20	2,28	99,64
П—602 ^б	88,14	0,24	6,56	0,28	1,91	Сл.	0,38	0,90	0,57	1,00	н/об	0,00	—	0,23	0,18	0,00	100,39
П—605 ^а	72,15	0,54	14,33	0,56	3,82	0,03	1,59	2,05	2,06	1,31	—	0,00	—	0,97	0,36	0,00	99,77

Примечание. Проба 602—гранат-кордиеритовый гнейс; 36^а, 602^а, 603^б, 603^г, 20061^р—силлиманит-биотитовые; 263, 273, 299, 605^а—гранат-биотитовые и биотитовые; 35^д, 299^а, 299^д, 299^е, 602^б—метакварциты.

магнезиального минерала, обусловлено, кроме того, повышением в просачивавшихся растворах концентрации бора, достигшего предела своего насыщения. Кислород принимался за вполне подвижный компонент, поэтому железо независимо от валентности рассматривалось как один компонент. Кремний почти с самого начала процесса вел себя как вполне подвижный компонент, а кварц представлял собой вполне подвижный минерал, заполнявший высвобождавшийся при реакциях избыточный объем, поскольку процесс шел в изохорических условиях.

Таблица 23

Инфильтрационно-метасоматическая колонка кислотного выщелачивания глиноземистых гнейсов и сланцев

Номер зоны	Порода	Минеральный парагенезис	Компоненты	
			инертные	вполне подвижные
0	Исходные гранитизированные гнейсы	Кв+Алб+Ан+Кпш+ +Би+Гр+Корд (Силл)	Al, Fe, Mg, K, Na, Ca	H ₂ O, CO ₂ , O ₂
1	Окварцованные гнейсы	Кв+Алб+Кпш+ Би+Турм+Гр	Al, Fe, Mg, K, Na	H ₂ O, CO ₂ , O ₂ Si, Ca, B
2	То же	Кв+Кпш+Му+ +Турм+Мт	Al, Fe, Mg, K	H ₂ O, CO ₂ , O ₂ Si, Ca, B, Na
3	"	Кв+Силл (Анд)+ Му+Мт	Al, Fe, Mg	H ₂ O, CO ₂ , O ₂ Si, Ca, B, Na, K
4	Кварцитовидные гнейсы	Кв+Му+(Анд, Силл)+Мт	Al, Fe	H ₂ O, CO ₂ , O ₂ , Si, Ca, B, Na, K, Mg
5	То же	Кв+Му (Анд)	Al	B, Na, K, Mg, Fe, H ₂ O, CO ₂ , O ₂ , Si, Ca.
6	Метакварциты	Кв	—	Все компоненты

Инфильтрационно-метасоматическая колонка продуктов выщелачивания амфиболовых пород имеет несколько иной вид (табл. 24), что обусловлено меньшей подвижностью кальция, вероятно, в связи с начальной повышенной его концентрацией.

Рассмотрение этой колонки позволяет наметить следующий ряд подвижности компонентов: H₂O, CO₂, O₂, Si, Na, K, Mg, Fe, Al, Ca, Ti. Он также обусловлен последовательным переходом породообразующих компонентов из инертного в подвижное состояние и выносом из пород. Причем кремнезем первоначально являлся вполне подвижным компонентом, а кварц — вполне подвижным минералом, выполнявшим избыточный объем, высвобождавшийся при реакциях замещения. Главное отличие этого ряда подвижности от рассмотренного выше заключается, в основном, в значительно меньшей подвижности кальция и титана, что, возможно, обусловлено их повышенной концентрацией в породах. Вообще создается впечатление, что последовательность перехода породообразующих компонентов в подвижное состояние в основном определяется не их свойствами, а первоначальной концентрацией в исходных породах.

Исключением является кремний, вполне подвижное состояние которого, вероятно, определяет специфику процесса кислотного выщелачивания.

Подводя некоторые итоги, следует отметить, что рассмотренные метасоматические процессы по своим особенностям составляют содержание кислотной и поздней щелочной стадии метасоматоза, по Д. С. Коржинскому. Они проявлялись в тесной взаимосвязи в условиях от высоко- до низкотемпературных, отвечающих зеленосланцевому диафторезу. Причем, в соответствии с представлениями С. П. Кориковского (1963, 1964), для продуктов кислотного выщелачивания, особенно глиноземистых гнейсов, можно выделить высокотемпературную кварц-силлиманитовую и среднетемпературную кварц-андалузитовую (кианитовую) фации.

Таблица 24

Инфильтрационно-метасоматическая колонка кислотного выщелачивания амфиболсодержащих пород

Номер зоны	Порода	Минеральный парагенезис	Компоненты	
			инертные	вполне подвижные
0	Исходные гранитизированные амфиболиты	Кв+Кпш+Алб+Ан+ +Би+Рог+Гр	Ca, Ti, Al, Fe, Mg, K, Na	H ₂ O, CO ₂ , O ₂
1	Эпидотизирован. и окварцованные амфиболиты	Кв+Кпш+Эп+Акт+ Гр+Мт+ (Турм.)	Ca, Ti, Al, Fe, Mg, K	H ₂ O, CO ₂ , O ₂ , Si, Na
2	То же	Кв+Эп+Акт+Гр+ +Мт+Сф+ (Анд.)	Ca, Ti, Al, Fe, Mg	H ₂ O, CO ₂ , O ₂ , Si, Na, K.
3	Эпидот-амфибол. кварцевые породы	Кв+Эп+Гр+Мт	Ca, Ti, Al, Fe	H ₂ O, CO ₂ , O ₂ , Si, Na, K, Mg
4	То же	Кв+Скап+Кальц+ +Сф	Ca, Ti, Al	H ₂ O, CO ₂ , O ₂ , Si, Na, K, Mg, Fe.
5	Метакварциты	Кв+Кальц	Ca, Ti	H ₂ O, CO ₂ , O ₂ , Si, Na, K, Mg,
6	То же	Кв+Кальц	Ca	H ₂ O CO ₂ , O ₂ , Si, Na, K, Mg, Fe, Ca, Ti
7	.	Кв	—	Все компоненты

Поздняя щелочная стадия, по-видимому, также проявлялась еще в среднетемпературных условиях и может быть выделена в кварц-мусковитовую температурную фацию. Только наиболее низкотемпературные проявления этого процесса (хлоритизация, карбонатизация), вероятно, составляют содержание заключительной стадии метасоматоза, по Д. С. Коржинскому, обусловленной остаточными растворами.

Градации по температурному признаку из-за недостаточности термометрических данных пока относительна. Поэтому на данном этапе исследований в качестве пограничных вех при выделении отдельных стадий и субстадий процесса целесообразно принять переломные моменты в изменении режима кислотности — щелочности растворов, ко-

торые отчетливо фиксируются в породах изменением характера минералообразования. В соответствии с этим, мы выделяем следующие пять субстадий процесса — нейтральную, кислотную, позднюю щелочную, вторую нейтральную и заключительную углекислую. Первая из них фиксируется появлением турмалина и граната, вторая — силлиманита или андалузита, третья — мусковита и, реже, позднего альбита, четвертая — граната в ассоциации с магнетитом и, наконец, последняя — кальцита.

Особый интерес представляют нейтральные стадии, когда происходило сопряженное отложение компонентов, в том числе и рудных, мобилизованных из пород в предшествующие стадии. При этом нередко наблюдается концентрация ранее рассеянных компонентов, что имеет важное значение для оценки рудоносности метаморфических процессов.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ МЕТАМОРФИЗМА ДОКЕМБРИЙСКОГО КОМПЛЕКСА

При рассмотрении истории формирования метаморфических комплексов до недавнего времени считалась достаточной увязка ее с какими-либо циклами тектоно-магматического развития регионов. Проблема более дробной поэтапной корреляции не ставилась.

В качестве примера можно отметить, что некоторые исследователи (Шнип, 1966, Хохлов и др., 1967, 1970; и др.) в истории формирования рассматриваемого комплекса выделяли два этапа: докембрийский и среднепалеозойский. С первым из них они связывали прогрессивный региональный метаморфизм с сопутствующими фельдшпатизацией и кремнекислым метасоматозом, проявившиеся в условиях высокотемпературной части амфиболитовой фации и обусловившие консолидацию комплекса как кристаллического фундамента докембрийского срединного массива. Второй этап выразился в зеленосланцевом диафторезе докембрийских гнейсов и амфиболитов, непосредственно связанном с изофациальным прогрессивным метаморфизмом ниже-среднепалеозойских толщ в смежной Южно-Гиссарской зоне.

Нами в свое время была предложена более дробная схема метаморфизма комплекса (Покровский, 1965, 1967, 1970), согласно которой выделялись три главных этапа: байкальский (600—720 млн. лет), раннекаледонский (450—480 млн. лет) и позднекаледонский (360—380 млн. лет). Кроме того, отмечались неоднократные проявления диафтореза, контактового метаморфизма и катаклаза в герцинскую и киммеро-альпийскую эпохи. По нашим представлениям, в первый этап докембрийские флишондные отложения и вулканогенные образования были превращены в биотитовые, актинолитовые и другие сланцы и слюдястые песчаники зеленосланцевой и, возможно, эпидот-амфиболитовой фации. Следующий (главный) этап ознаменовался региональным метаморфизмом амфиболитовой и гранулитовой фаций, в кульминационный период проявления сменившийся интенсивной гранитизацией с сопутствующим ультраметаморфизмом, и завершившийся кислотным выщелачиванием. С третьим этапом связывались проявления зеленосланцевого диафтореза и наложенного контактового метаморфизма, обусловленного воздействием позднекаледонских интрузий гранитоидов.

Как видно из приведенного обзора, последние этапы каждой из рассмотренных схем метаморфизма в общем соответствуют друг другу. Основные разногласия касаются возраста главного этапа метаморфизма и гранитизации комплекса, который упомянутые выше исследователи считают докембрийским, а мы — раннекаледонским. С нашей точки зре-

ния, этот вопрос имеет важное значение и от его решения зависит, в частности, проблема каледонид в пределах юга Средней Азии.

В связи с этим, на данном этапе исследований мы уделили значительное внимание разработке этого вопроса и получили большой фактический материал, который позволил не только уточнить последовательность и взаимоотношения метаморфических процессов в пределах каждого этапа метаморфизма рассматриваемого комплекса, но и впервые провести их корреляцию с определенными этапами и стадиями тектоно-магматического развития региона.

Прежде всего необходимо отметить, что проведенные исследования полностью подтвердили правомочность выделенных нами ранее этапов метаморфизма, а новые данные абсолютного возраста пород — их возрастную датировку (см. рис. 3). Внесенные уточнения касаются в основном масштабов и соподчиненности этих этапов. Действительно, байкальский этап метаморфизма, судя по полученным, правда сомнительным данным абсолютного возраста (1400 млн. лет), значительно растягивается во времени, и, несомненно, соизмерим с целой эпохой (циклом) тектоно-магматического развития региона. Выяснилось также, что раннекаледонский и позднекаледонский этапы тесно связаны друг с другом и составляют единую эпоху метаморфизма. Учитывая отмеченные выше особенности магматизма и тектонической структуры кристаллического фундамента Гиссарского срединного массива, мы можем утверждать, что эти две эпохи метаморфизма — байкальская и каледонская — отражают последовательные циклы геосинклинального развития Байсунской структурно-формационной подзоны.

Байкальская эпоха метаморфизма выделяется по минералого-петрографическим данным с учетом полученных определений абсолютного возраста пород (600—720, 1400 млн. лет). Изучение ее сохранившихся продуктов показало существенное формационное отличие их от более молодых метаморфических образований.

Ранее отмечалось (Покровский и др., 1967), что почти повсеместно, особенно в периферических участках каледонских прогибов, высокотемпературные кордиеритовые, силлиманитовые и другие гнейсы унаследованно развиваются по первоначально слабо метаморфизованным биотитовым кварц-плагиоклазовым сланцам и мелкозернистым песчаникам. Кроме этого, наблюдалась перекристаллизация амфиболсодержащих метабазитов с реликтовыми порфировой и миндалекаменной структурами в гастингситовые амфиболиты. Отчетливо прослежена также амфиболитизация эклогитов с превращением их сначала в гранатовые, а затем в обычные амфиболиты. Примечательно, что по роговым обманкам именно этих реликтовых пород и скиалитов получен абсолютный возраст 600—720 млн. лет, а по одной из проб реликтового биотита (пр. № 250) — даже 1400 млн. лет. Непосредственно ассоциирующие с ними амфиболитизированные разности, амфиболиты и гнейсы оказываются раннекаледонскими (450—480 млн. лет) или позднекаледонскими (360—430 млн. лет). Так, в пределах одного обнажения (№ 254) для эклогитов определен абсолютный возраст 604 млн. лет, а для возникших по ним амфиболитов — 477 млн. лет. Исходя из вышеизложенного, нам представляется очевидным наложение каледонских метаморфических процессов на продукты байкальской эпохи метаморфизма.

Петрографическое изучение реликтов этих наиболее ранних метаморфических образований приводит к выводу о том, что они были представлены в основном биотитовыми плагиосланцами, слюдястыми песчаниками и метабазитами эпидот-амфиболитовой и, частично, зеленосланцевой фаций, ассоциирующими с небольшими телами эклогитов.

Последние не соответствуют вмещающим породам по степени метаморфизма и, по-видимому, имеют интрузивный характер, что согласуется с современными представлениями о генезисе подобных образований (Добрецов, 1970).

Для глиноземистых пород этой эпохи метаморфизма из типоморфных минералов характерны в основном биотит, кислый плагиоклаз, и, предположительно, гранат и ставролит, что, как известно (Коржинский, 1936, 1957; Маракушев, 1965; Кориковский, 1968; и др.), указывает на недосыщенность их калием. Это обстоятельство и, особенно, ассоциация рассматриваемых пород с эклогитами свидетельствуют о принадлежности их к фациальной серии кванит-силлиманитового типа метаморфизма повышенных давлений, по А. Мияширо (Miyashiro, 1961) или плагиогнейсово-жедритовому формационному ряду (Б—I), по А. А. Маракушеву (1965). Все это позволяет считать, что региональный метаморфизм в байкальскую эпоху хотя и отвечал в общем условиям эпидот-амфиболитовой и нижней части зеленосланцевой фаций, но проявлялся при повышенных градиентах давлений в геохимической обстановке с преобладанием натрия над калием, что характерно, по нашим представлениям, для миегосинклинальных подвижных зон.

Каледонская эпоха характеризуется особенно многообразными и интенсивными метаморфическими процессами, в основном обусловившими общий петрографический облик и тектоническую структуру докембрийского комплекса. Они выразились не только в изохимическом прогрессивном региональном метаморфизме, но и в широком развитии процессов гранитизации, ультраметаморфизма и глубинного кислотного выщелачивания. О времени проявления всех этих процессов, помимо упоминавшихся выше данных абсолютного возраста (см. рис. 3), свидетельствуют приуроченность их к каледонским брахиантиклиналям и куполам, наличие обломков слагающих их пород вместе с гальками каледонских гранитов в силурийских гравелитах и нижекарбонových базальных конгломератах и другие данные.

Как показали проведенные исследования, метаморфические преобразования пород докембрийского комплекса в эту эпоху происходили одновременно с каледонскими складчатыми деформациями. Об этом свидетельствует, в частности, параллелизм шарниров складок с линейными текстурами возникших в это время минеральных парагенезисов и некоторые другие признаки. Кроме того, наблюдается отчетливая связь пространственного размещения зон пород определенных ступеней и стадий метаморфических процессов этой эпохи со строением крупных каледонских брахиантиклиналей. Она выражается в конформном концентрически-зональном расположении продуктов метаморфизма в их пределах с последовательной сменой все более и более высокотемпературных образований от крыльев и сводов к ядрам этих структур. В этом же направлении возрастает количество и сложность строения складок, вплоть до появления многочисленных причудливых по форме складок течения. Одновременно складчатый тектонический будинаж сменяется ультраметаморфическим, что можно объяснить постепенным увеличением пластичности докембрийской толщи по мере нарастания гранитизации и ультраметаморфизма. Все это достаточно убедительно свидетельствует, на наш взгляд, об одновременности и тесной связи метаморфических процессов этой эпохи с каледонскими складчатыми деформациями.

Как отмечалось выше, в результате общего формационно-тектонического анализа кристаллического фундамента Гиссарского срединного массива выявлено, что он представляет собой глубоко эродированную

корневую часть субширотной каледонской области завершённой складчатости. По полученным данным, она имеет общее антиклинориевое строение и состоит из центрального раннекаледонского интрагеоантиклинального поднятия, к которому с севера и юга примыкают более поздние (позднекаледонские) периферические антиклинали. Изучение соотношений продуктов метаморфизма с этими структурами показывает, что выделявшиеся нами ранее (Покровский и др., 1967; и др.) раннекаледонский и позднекаледонский этапы метаморфизма разобщены не только во времени, но и в пространстве и тесно связаны с формированием упомянутых тектонических структур. В связи с этим понятно, почему цифры абсолютного возраста в интервале 450—480 млн. лет получены исключительно по породам, слагающим внутреннюю интрагеоантиклиналь (басс. рек Ходжа-Бузбарак, Диймалек, Айлянгар), а в интервале 360—530 млн. лет — преимущественно по породам периферических позднекаледонских поднятий (басс. рек Шатут, Обинауруз и верховье р. Сангардак, район Ходжа-Осмина и др.).

В свете вышеизложенного стала также логична и легко объяснима несколько непонятная прежде ассоциация метаморфических процессов позднекаледонского этапа. С этим этапом ранее (Покровский и др. 1967; и др.) мы связывали проявления зеленосланцевого диафореза и последующего контактового метаморфизма, обусловленного позднекаледонскими интрузивами гранитоидов (Обинаурузский, Гуматагский и др.). Однако более детальные исследования показали, что слагающие позднекаледонские поднятия породы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, большая часть которых сейчас отнесена к нижнепалеозойскому метаморфическому комплексу (Безуглов и др., 1970, 1972; Покровский, 1971), являются результатом прогрессивного регионального метаморфизма данного этапа. Они составляют верхнюю часть колонки вертикальной метаморфической зональности и сохранились в районах этих поднятий в связи с меньшей их эрозией. Это подтверждается тем, что в пределах северного периферического поднятия, глубоко взрезанного долиной р. Сангардак, наблюдается смена этих пород с глубиной породами амфиболитовой и даже гранулитовой фаций, в той или иной степени охваченными гранитизацией, мигматизацией и кислотным выщелачиванием. При этом отчетливо прослеживается, как тела позднекаледонских гранитоидов (Бахчинских, Ходжаосминских), среди пород эпидот-амфиболитовой фации, имеющие явный интрузивный характер и отчетливые контактовые ореолы, ниже становятся все более изофациальными с окружающими породами и теряются в глубинных зонах гранитизации и ультраметаморфизма. Южное периферическое поднятие однотипно с северным и отличается от него лишь меньшим эрозионным срезом. Поэтому можно считать, что для него свойственна подобная полная колонка вертикальной метаморфической зональности от зеленосланцевой до гранулитовой фации, а обнажающиеся в его пределах среди зеленосланцевых пород крупные массивы позднекаледонских гранитоидов (Гуматагский, Обинаурузский и др.) также имеют ультраметаморфическое происхождение.

Таким образом, как раннекаледонский, так и позднекаледонский этапы характеризуются аналогичными ассоциациями однотипных метаморфических процессов. Причем проведенные исследования полностью подтвердили выявленную и детально охарактеризованную нами (Покровский и др., 1967; и др.) для раннекаледонского этапа их общую последовательность. По полученным данным, оба эти этапа начинались изохимическим прогрессивным региональным метаморфизмом с формированием полной колонки вертикальной зональности. С момента обра-

зования кинцитов гранулитовой фации, сопровождавшегося отщеплением щелочных водных флюидов, проявляется гранитизация, в кульминационный период перерастающая в ультраметаморфизм (селективный анатексис, палингенез, реоморфизм). Каждый этап в регрессивную стадию завершается широким развитием кислотного выщелачивания¹. Достаточно обстоятельная минералого-петрологическая, петрохимическая и геохимическая характеристики всех этих процессов приведены нами в ряде работ (Покровский, 1967, 1969, 1970, 1971). Здесь мы кратко осветим общую геологическую обстановку их проявления.

В результате анализа характера минералообразования и полученных термометрических данных можно сделать вывод, что каждый из рассматриваемых этапов характеризуется полным циклом метаморфических процессов. Причем изохимический метаморфизм составляет прогрессивную его стадию, проявления гранитизации и ультраметаморфизма отвечают кульминационному переломному периоду, а кислотное выщелачивание — регрессивной стадии этого цикла. Выше, а также в ряде работ (Покровский, 1967, 1970), мы отмечали, что гранитизация и ультраметаморфизм обусловили значительное увеличение объема пород в глубинных зонах метаморфизма и послужили одной из причин возникновения упоминавшихся ранне- и позднекаледонских поднятий, иначе говоря инверсии предшествующих им прогибов. В таком случае, каждый из рассматриваемых циклов метаморфических процессов должен соответствовать определенному ритму тектонических движений (прогиб—поднятия), в котором демиссионная стадия совпадает с прогрессивной, а инверсионная — с регрессивной стадией цикла метаморфизма.

Исходя из вышеизложенного, можно представить себе следующую примерную схему метаморфизма и геосинклинального развития Байсунской зоны в каледонскую эпоху.

Раннекаледонский этап метаморфизма, по нашему мнению, совпадает с первым (главным) ритмом развития раннепалеозойской геосинклинали. Демиссионной его стадии, охватывающей период общего прогибания зоны, очевидно, соответствует стадия прогрессивного регионального метаморфизма данного этапа. Этот период, по-видимому, охватывал весь кембрий и, возможно, начало ордовика, так как по результатам определения абсолютного возраста гранитизированных пород, мигматитов и палингенных гранитов (460—480 млн. лет) первая частная инверсия этой зоны вероятнее всего произошла в среднем ордовике. К этому же моменту приурочены частные инверсии каледонских геосинклиналей в Северном Тянь-Шане и других регионах. В инверсионную стадию интенсивно проявляются гранитизация и ультраметаморфизм, обусловившие внедрение раннекаледонских гранитоидов, которые по мере роста интрагеоантиклинали и снижения изотерм постепенно затухают и сменяются кислотным выщелачиванием.

Формирование раннекаледонской интрагеосинклинали вызвало обособление двух периферических позднекаледонских прогибов, в которые, по мере их развития, постепенно смещалась и активность метаморфических процессов. Стратиграфическое несогласие между ордовик-силурийскими (O_3-S_1) и кембро-ордовикскими ($Sp-O_2$?) отложениями в смежной Южно-Гиссарской зоне, по-видимому, отражает начало

¹ Следует подчеркнуть, что намеченная нами еще в 1967 г. этапность и общая последовательность метаморфических процессов, обусловивших формирование докембрийского комплекса, полностью подтверждена последующими исследованиями В. Е. Головина (1973), с той лишь разницей, что все они относятся им к докембрийской эпохе метаморфизма.

этого процесса. Многочисленные определения абсолютного возраста позднекаледонских гранитизированных пород и гранитоидов (360—380 млн. лет) свидетельствуют о возможной инверсии этих прогибов в ранне-среднедевонское время. В связи с этим, демиссионная стадия развития этих прогибов, а, следовательно, и прогрессивный региональный метаморфизм в их пределах могли продолжаться до конца силура, пока он достиг уровня гранулитовой фации, обеспечивающего проявление гранитизации. В девоне, вероятно, произошло окончательное замыкание этих прогибов и общая инверсия каледонской геосинклинали, которая сопровождалась особенно интенсивными проявлениями кислотного выщелачивания регрессивной стадии позднекаледонского цикла метаморфизма. Наиболее широко продукты кислотного выщелачивания с многочисленными прослоями метакварцитов распространены в зонах сопряжения периферических антиклиналей с внутренним интрагеоантиклинальным поднятием, где происходило наложение друг на друга внешних зон ореолов проявления метаморфических процессов обоих этапов.

Завершая характеристику особенностей метаморфизма каледонской эпохи важно также подчеркнуть, что все возникшие в этот период породы насыщены или пересыщены калием и составляют фациальную серию андалузит-силлиманитового типа метаморфизма умеренных давлений, по А. Мияширо (1961), или существенно калиевому мигматитослюдяно-сланцевому формационному ряду (Б—II), по А. А. Маракушеву (1965).

Обращает на себя внимание эволюция условий проявления метаморфических процессов во времени от байкальской эпохи до каледонской включительно — снижение давления и все большее преобладание калия над натрием. По существующим представлениям (Miyashiro, 1961; Маракушев, 1965; Глебовицкий, 1969, 1972; и др.), эти изменения отражают общую направленность развития метаморфических поясов и, по нашему мнению, обусловлены переходом подвижной зоны от миогеосинклинального типа к субгеосинклинальному.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС¹

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА

Общие сведения

Этот комплекс сложен разнообразными кристаллическими сланцами, песчаниками и амфиболитами с подчиненными прослоями мраморов и реже конгломератов и обнажается в виде разобщенных тектонических блоков и останцов как в Южно-Гиссарской и Кугитангской, так и Байсунской подзонах (см. рис. 1, 2). В первых двух он включает метаморфические толщи Мачетлинских гор и хр. Кугитанг, в которых ранее обнаружены споры нижнекембрийских водорослей (Овчинников, Тарасенко, 1958; Поддубный и др., 1959; Тимофеев, 1958). Кроме того, мы относим к нему сходные с ними по структурно-тектонической позиции, литолого-петрографическому составу и метаморфизму амфиболито-сланцевые толщи среднего течения р. Туполанг (бассейн рек Кштут, Замбаг и др.), верховьев р. Урах и водораздела рек Чош и

¹ Этот раздел написан совместно с Т. А. Карасевой.

Шатрут, правобережья р. Танхазы и других участков. В Байсунской подзоне, как отмечалось выше, все метаморфические толщи ранее объединялись в докембрийский комплекс. Однако в последнее время в северной части хр. Сурхантау в графитистых сланцах маляндской и хондизинской свит верхней метаморфической серии этого комплекса, и подобных же породах бассейна рек Новдиа и Рупат северной части хр. Байсунтау, относившихся всеми ранее к нижней кристаллической его серии, Э. Д. Безуглов, А. Т. Кислицын и И. В. Кондаков (1970, 1972) обнаружили акритархии и микрофоссилии нижнего и среднего кембрия и перевели хондизинскую свиту из докембрия в нижний палеозой. По нашим данным, как будет показано ниже, маляндская свита залегает стратиграфически выше хондизинской. Поэтому обе они, а также выделявшаяся нами ранее айлянгарская свита южной части хр. Байсунтау, т. е. вся бывшая верхняя метаморфическая серия докембрийского комплекса, теперь относится нами (Покровский, Карасева, 1972) к нижнему палеозою.

Стратиграфическое положение рассматриваемого комплекса определяется на основании как упоминавшихся органических остатков, так и совокупности имеющихся геологических данных.

Метаморфическая толща Мачетлинских гор по данным А. Т. Тарасенко и О. Г. Конгро, содержит горизонты конгломератов с гальками гнейсов, подобных обнажающимся в докембрийском комплексе Байсунской подзоны. Эта толща перекрывается с угловым и азимутальным несогласием фаунистически охарактеризованными верхнесилурийскими отложениями (Рубанов, 1968). В ней обнаружены споры водорослей *Protoleisphaeridium conglutinatum* Tim., *Leiligotriletes crassus* (Naum) Tim., *L. compractus* Tim., *L. minutissimus* (Naum) Tim., *Myeteroligotriletes mormaratus* Tim., *Trachyoligotriletes incrassatus* (Naum) Tim., *Betroligotriletes exasperatus* Tim., *Acanthodiacrodium mediale* Tim., *Archaeohistricosphaeridium stipiforme* Tim., которые, по заключению Б. В. Тимофеева (1958), распространены в интервале от протерозоя до среднего кембрия. Однако последние две формы наиболее характерны для верхов нижнего кембрия.

Хондизинская свита северной части хр. Сурхантау также непосредственно не контактирует с докембрийским комплексом, но содержит прослой конгломератов. Последние состоят из галек встречающихся в нем гнейсов, кварцитов и других пород. В породах этой свиты, в том числе и конгломератах, обнаружены *Stictosphaeridium* Tim., *Leiopso-sphaera kirgisica* L o p., *Trachysphaeridium simplex* L o p., *Polyforma incrustata* L o p., *Trachysphaeridium exilis* L o p., *Giratosphaerina holdedhali* Tim., *Spumiosinalaxa* L o p., *Vesiculosphaerina singularis* L o p., *Protosphaeridium* Tim. и др. По заключению А. С. Лапухина (лаборатория ИГ АН КиргССР) большинство этих форм характерно для раннего кембрия и встречается также в отложениях шорторской свиты Чаткало-Нарынской зоны и низов тамдынской серии Кызылкумов. В графитистых сланцах маляндской свиты обнаружены *Leiosphaeridium plicatilis* (?) L o p., sp. nov. и др., известные, по заключению Н. В. Корсаковой (лаборатория МГ УзССР), в ниже- и среднекембрийских отложениях Киргизии, Казахстана и Польши (Безуглов и др., 1972).

Таким образом, ниже-среднекембрийский возраст обнажающейся части рассматриваемого комплекса, по нашему мнению, не вызывает сомнения. Однако в базальных конгломератах и прослоях грубообломочных пород вышележащей силурийской толщи на водоразделе рек Алмалы и Чормагол и правобережье р. Шатрут нами были встречены гальки сланцев и песчаников зеленосланцевой и филлитовой фаций, не

известные в сохранившихся разрезах нижнепалеозойского комплекса. В связи с этим, учитывая общую геологическую ситуацию Южного Узбекистана и смежных регионов, мы предполагаем, что эродированная верхняя часть разреза этого комплекса включала слабые метаморфизованные более молодые (S_{3-0_2}) отложения. Это позволило нам принять возраст упомянутого комплекса в целом как кембрий-ордовикский (S_{1-0_2}).

Интенсивная полиэтапная дислоцированность, блоковый характер и фрагментарность распространения весьма затрудняют тектонический анализ этого комплекса. Мы охарактеризуем лишь главнейшие особенности тектонической структуры слагающих его метаморфических толщ, необходимые для расшифровки их геологической позиции и корреляции разрезов.

В Южно-Гиссарской подзоне они образуют две прерывистые субширотно ориентированные спаренные полосы и обособленный северный блок, подчиненные ее герцинской тектонической структуре (рис. 1, 2). Достаточно отчетливо видно, что в пределах центральной полосы нижнепалеозойские метаморфические толщи приурочены к области западного периклиналильного замыкания, а также к северному и южному крыльям раннегерцинской (S_2) интрагеоантиклинали Южно-Гиссарской зоны. Особенно хорошо это наблюдается на правом берегу р. Тапхазы и в бассейне р. Аксу (Сутушар, Тамшуш и др.). Далее к востоку эти в виде отдельных останцов кровли Центрально-Гиссарского батолита толщи прослеживаются среди обширного поля гранитоидов в основном. Вторая полоса приурочена к южному периферическому позднегерцинскому (S_3-P_1) антиклинальному поднятию. Рассматриваемые толщи здесь принимают участие в строении северного и южного крыльев Мачетлинской и Туполангской антиклиналей, представляющих отдельные его фрагменты, разобценные серией альпийских разломов. Падение пластов пород в соответствующих крыльях преимущественно северное ($340-30^\circ \angle 55-70^\circ$) и южное ($155-210^\circ \angle 35-50^\circ$). Туполангская антиклиналь и пространственно тяготеющие к ней с юга Малайдская и с запада Урахская более мелкие антиклинали, по нашему мнению, представляют собой единую куполообразную структуру, к ядру которой приурочены позднегерцинские гранитоиды одноименных массивов, повсеместно окаймленные нижнепалеозойскими метаморфическими толщами. В бассейне рек Чош-Урах наблюдается периклиналильное замыкание этого антиклинального поднятия и далее к западу рассматриваемые толщи обнажаются лишь в виде отдельных тектонических клиньев среди нижне-среднекарбонových вулканогенно-осадочных отложений южного периферического прогиба Южно-Гиссарской подзоны. Северный блок нижнепалеозойских метаморфических толщ расположен в верховьях, р. Кашкадарья и, по нашим данным, приурочен к участку периклиналильного замыкания позднегерцинского северного антиклинального поднятия.

Рассматриваемые толщи почти повсеместно осложнены многочисленными разломами и более мелкими складками нескольких порядков. Однако, генеральное их залегание всецело определяется положением их в указанных главных тектонических структурах. Причем, они как правило непосредственно контактируют с массивами герцинских гранитоидов и приурочены к ядерным частям антиклинальных поднятий. Эти толщи пространственно и структурно тесно связаны с вышележащим нижне-среднепалеозойским (O_3-D_2) метаморфическим комплексом и вместе с ним трансгрессивно перекрываются нижнекарбонowymi вулканогенно-осадочными отложениями. Поэтому мы относим их к

нижней части каледонского основания герцинского субгеосинклинального прогиба Южно-Гиссарской подзоны.

В пределах Байсунской подзоны также можно наметить две субширотные полосы выходов нижнепалеозойских метаморфических толщ, приуроченные в основном к северному и южному позднекаледонским периферическим антиклинальным поднятиям (рис. 1, 2). Однако здесь они выражены менее четко. Это обусловлено наложением на каледонские структуры герцинских структур, альпийскими блоковыми перемещениями и различной степенью эрозии разобщенных блоков кристаллического фундамента Гиссарского срединного массива.

В наиболее эродированных блоках, в хребтах Сусызтау и Байсунтау нижнепалеозойские толщ непосредственно контактируют с докембрийским комплексом основания каледонской субгеосинклинали. Причем в северных их частях (правобережье Хурсандарьи, басс. рек Новдиа и Рупат, Харкуш и др.) они имеют тектонические взаимоотношения и, залегая в северном крыле позднекаледонской антиклинали, несмотря на наличие осложняющих более мелких складок и разломов, преимущественно падают в северных румбах ($0-30^\circ \angle 45-70^\circ$). На юге Байсунтау (басс. рек Айлянгар и Шатут) отложения айлянгарской свиты, условно отнесенные к нижнепалеозойскому комплексу, судя по данным С. К. Овчинникова и А. Т. Тарасенко (1958), залегают на докембрийском комплексе с угловым несогласием. Здесь они слагают субширотную Шатутскую брахисинклинали. Южный борт последней служит северным крылом позднекаледонской Гуматагской антиклинали, ядро которой «съедено» одноименным массивом гранитоидов, а южное крыло перекрыто средне-верхнекарбонowymi отложениями сагдорской и алячапанской свит.

В менее эродированном блоке хр. Сурхантау нижнепалеозойские толщ распространены шире и дислоцированы сложнее.

В самом северном выходе (басс. р. Малянд) довольно отчетливо фиксируется фрагмент крупной субширотной запад-северо-западной брахиантиклинали, названной нами Заучакской, которая сложена в центральной части отложениями хондизинской, а в крыльях — маляндской свит. Шарнир ее протягивается вдоль водораздела рек Заучак и Руниг и погружается к востоку под углом $30-35^\circ$. Северное ее крыло (аз. пад. $35-45^\circ \angle 35-50^\circ$) осложнено более мелкими складками, а в верховьях Туркакская вздыблено Маляндским массивом позднегерцинских гранитоидов, обрисовывая южный фланг упоминавшейся выше Туполангской куполообразной структуры. Южное крыло (аз. пад. $175-190^\circ \angle 30-35^\circ$) в значительной части перекрыто нижнекарбонowymi вулканогенно-осадочными отложениями чехла Гиссарского срединного массива.

Южнее, в приустьевой части р. Хондиза, располагается давно известная Обинарузская брахиантиклинали, к ядру которой приурочен одноименный массив позднекаледонских гранитоидов. Шарнир ее протягивается примерно вдоль русла р. Сангардак и погружается к востоку. Северное крыло (аз. пад. $350-30^\circ \angle 35-50^\circ$) этой структуры осложнено многочисленными более мелкими складками и разломами, а южное (аз. пад. $160-175^\circ \angle 50^\circ$) — серией субмеридиональных разломов и в значительной части перекрыто нижнекарбонowymi вулканогенно-осадочными отложениями. Периклинальное их замыкание наблюдается в низовьях р. Чарнова.

Анализ строения, состава и тектонической структуры метаморфических толщ этих двух участков приводит к выводу, что первоначально они представляли собой соответственно северное и южное крылья

крупной субширотной позднекаледонской антиклинали, осложненные более мелкими складками. В период герцинской активизации среднего массива в эродированной сводовой ее части заложилась депрессионная мульда, в которой накапливались нижнекарбоновые вулканогенно-осадочные отложения чехла. По мере прогибания фундамента в бортах ее оформились Обинауруская и Заучакская брахиантиклинали, зародышами которых, вероятно, служили позднекаледонские складки второго порядка. Позже, в процессе формирования позднегерцинской Туполангской куполообразной структуры нижнепалеозойская метаморфическая толща и в северной части маляндского выхода местами приобрела южное падение. Таким образом, ее современная складчатая структура является результатом как позднекаледонских, так и герцинских тектонических движений.

В средней части хр. Сурхантау располагается Малянгурская куполообразная брахиантиклиналь, сложенная породами хондизинской свиты, к ядру которой приурочен небольшой массив палингенных лейкократовых гранитов. Мы предполагаем, что она представляет собой один из фрагментов раннекаледонского интрагеоантиклинального поднятия Байсунской зоны. К югу от нее нижнепалеозойская метаморфическая толща обнажается лишь в виде ксенолитов и останцов кровли позднекаледонского Вахшиварского гранитоидного массива и небольших разноориентированных тектонических блоков среди нижнекарбоновых вулканогенно-осадочных отложений чехла. Наиболее вероятно принадлежность их к южному периферическому позднекаледонскому поднятию.

В южной части хр. Байсунтау (басс. р. Шатрут) известна субширотная Гуматагская антиклиналь, выделенная в 1965 г. В. М. Величенко и А. А. Поповой. Она в значительной части «съедена» одноименным позднекаледонским массивом гранитоидов. Сохранившиеся северное крыло и фрагмент замковой части сложены условно нижнепалеозойскими отложениями айлянгурской свиты. Принадлежность этой структуры к южному периферическому позднекаледонскому поднятию Байсунской подзоны нам также представляется очевидной.

Отмеченные выше и многие другие особенности нижнепалеозойских метаморфических толщ Байсунской зоны свидетельствуют о том, что они представляют собой ассоциацию вулканогенных и осадочных формаций главной прогиба каледонской субгеосинклинали, развивавшейся на байкальском складчато-метаморфическом основании.

Таким образом, нижнепалеозойский метаморфический комплекс в Байсунской и Южно-Гиссарской подзонах занимает различную структурно-тектоническую позицию, что, несомненно, нашло отражение в степени и характере его метаморфизма.

К схеме расчленения комплекса

В связи с различной трактовкой возраста рассматриваемых толщ в различных блоках для нижнепалеозойского комплекса в целом до сих пор отсутствовала единая схема литолого-стратиграфического расчленения. Однако несмотря на некоторые специфические особенности, все они имеют много общего как по характеру разрезов и составу исходных отложений, так и по метаморфизму. Это дало возможность сопоставить стратиграфически датированные и немые метаморфические толщи данного комплекса и предложить первую общую схему их корреляции и расчленения.

При разработке этой схемы использовано 18 разрезов (в том числе и некоторые дублирующие), составленные как нами, так и другими исследователями (рис. 33). Это позволило полнее и достовернее представить выделенные свиты. По возможности, каждый крупный блок или район распространения нижнепалеозойских толщ охарактеризован разрезами.

Следует отметить, что предлагавшиеся ранее схемы расчленения метаморфических толщ, причислявшихся прежде к верхней серии докембрийского комплекса, до некоторой степени остаются приемлемыми, что позволяет сохранить прежние названия выделявшихся свит. Однако их возрастные соотношения и объемы, с нашей точки зрения, нуждаются в существенных уточнениях.

Как указывалось, В. А. Хохлов и др. в 1967 г. метаморфическую толщу хр. Сурхантау расчленили на маляндскую (1100 м) и хондизинскую (1775 м) свиты, которые разделяются горизонтами конгломератов. Первая из них в свою очередь подразделена на две, а вторая — на четыре подсвиты.

Э. Д. Безуглов и др. (1970, 1972) признали правомочность этой схемы в целом, хотя и перевели хондизинскую свиту в нижний палеозой, оставив для маляндской протерозойский возраст. Однако они наметили совершенно другие участки распространения маляндской свиты в Сурхантау и отнесли к ней метаморфическую толщу северной части Байсунтау, обнажающуюся в бассейне рек Новдия и Рупат и на правобережье Хурсандарьи. Кроме того, они справедливо указали, что в четвертую подсвиту хондизинской свиты ошибочно включены нижекарбонные вулканогенно-осадочные отложения. Эти исследователи подразделяют маляндскую свиту (1863 м) на три, а хондизинскую (1213 м) — на две подсвиты, согласно залегающие друг на друге. Упомянутые прослои конгломератов они относят к низам верхней подсвиты хондизинской свиты.

Результаты наших исследований в этих районах показали, что Э. Д. Безуглов и др. (1970) при трактовке взаимоотношений свит также допустили некоторые неточности. В частности, границу между маляндской и хондизинской свитами в бассейне р. Малянд они проводят по горизонту ортопород, зафиксированному на водоразделе саев Анга и Руниг, а в низовьях р. Хандиза этот же горизонт используется в качестве границы между нижней и верхней подсвитами хондизинской свиты. Кроме того, имеются некоторые противоречия в трактовке строения, состава и взаимоотношений выделяемых свит и подсвит.

По результатам наших исследований, исходные отложения хонди-

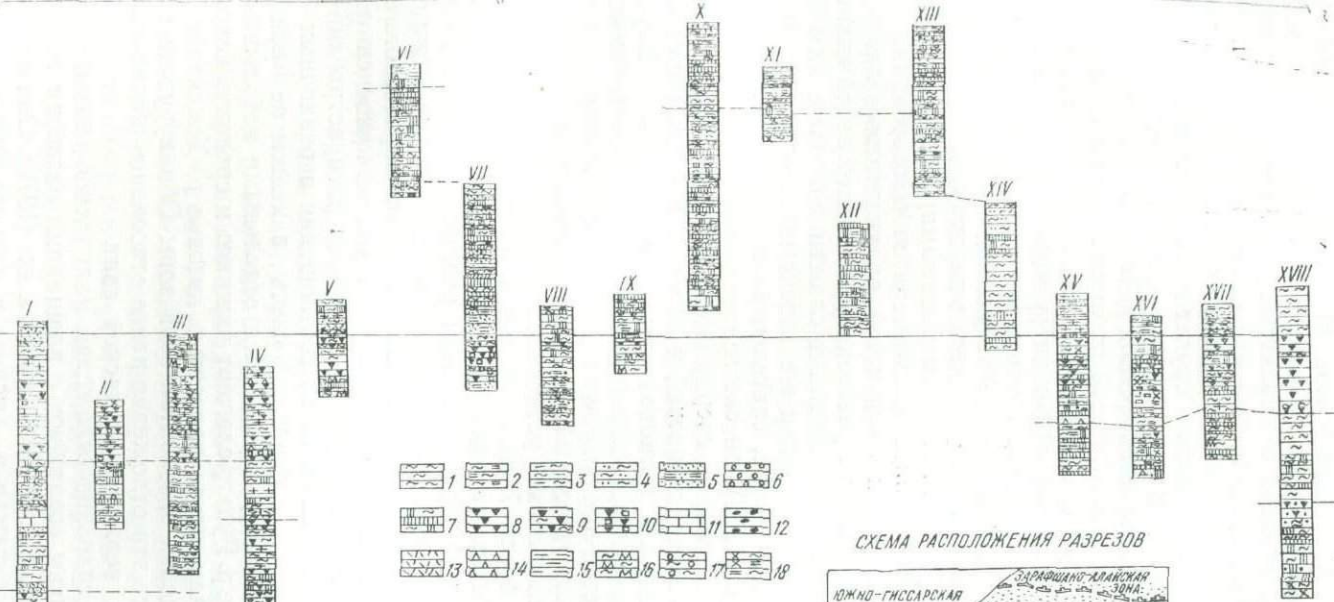
Рис. 33. Схема корреляции разрезов нижнепалеозойского метаморфического комплекса. Составили А. В. Покровский и Т. А. Карасева

Разрезы: I—по р. Сарытуз (составили А. В. Покровский и Т. А. Карасева); II—по р. Урах (составил А. В. Покровский); III—по правобережью р. Туполанг, IV—по правобережью р. Киптут, V—по левобережью р. Туполанг у устья р. Чош (составила Т. А. Карасева); VI—сводный разрез нижнепалеозойских отложений гор Мачетли (составил В. А. Семенов и др., 1968); VII—по р. Обизаранг (составила А. Т. Тарасенко, 1962); VIII—в верховьях р. Рупат (составил А. В. Покровский); IX—в верховьях р. Рупат и X—по правобережью р. Хурсандарьи (составил А. В. Покровский); XI—по правобережью Сурхандарьи (составил А. В. Покровский); XII—по Заучаксаю (составил А. Г. Кислицын, 1968); XIII—в верховьях р. Малянд (составил А. В. Покровский); XIV—там же (составил В. Л. Семенов, 1968); XV—по р. Чарлова (составили А. В. Покровский, Т. А. Карасева); XVI—в низовьях р. Хондиза (составили В. А. Хохлов, Л. П. Игнатьева, 1967); XVII—там же (составили А. Г. Кислицын, Э. Д. Безуглов, 1968); XVIII—по правобережью р. Айлянгар (составили Т. А. Карасева и А. В. Покровский).

1—биотитовые сланцы, 2—двусланцевые сланцы, 3—биотит-хлоритовые сланцы, 4—биотит-серпичитовые сланцы, 5—песчаники и слюдистые песчаники, 6—конгломераты и гравелиты, 7—кварцитовидные сланцы и кварциты, 8—амфиболовые сланцы, 9—гранат-амфиболовые и биотит амфиболовые сланцы, 10—эпидот-амфиболовые сланцы, 11—мраморы, 12—графитистые сланцы, 13—эффузивы кислого состава, 14—эффузивы среднего состава, 15—гранито-гнейсы, 16—мигматизированные сланцы, 17—фельшпатизированные сланцы, 18—сланцы с сидломанитом, андалузитом и турмалином. К схеме расположения разрезов; а—докембрийский метаморфический комплекс, б—нижнепалеозойский, в—палеозойские образования, г—мезозойские отложения, д—номер разреза.

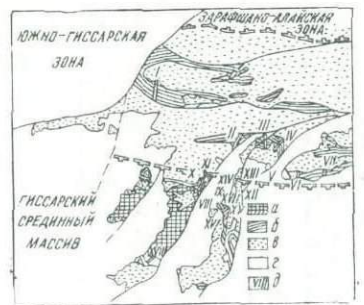
Эра	П а л а е о з о в ы й	
Система	К е м б р и й - о р д о в и к (Стр. 0-2)	
Отдел	И с л а н д с к а я	
Суботдел	Х о л м с к а я	И с л а н д с к а я
Горизонт	1050	1595
Масштаб	500	840

Ю Ж Н Ы Й Г И С С А Р Ю Г О - З А П А Д Н Ы Й Г И С С А Р



- | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |

СХЕМА РАСПОЛОЖЕНИЯ РАЗРЕЗОВ



зинской свиты имеют вулканогенно-осадочный характер с преобладающим развитием метавулканитов основного состава в нижней, а среднего и кислого — в верхней части ее разреза. Маляндская свита, напротив, преимущественно терригенная и характеризуется широким распространением олигомиктовых, существенно кварцевых песчаников и сланцев, нередко с заметной примесью органогенного графитистого вещества. Это в общем не противоречит данным и других исследователей. Причем, первая из них метаморфизована в основном в условиях эпидот-амфиболитовой, а вторая — зеленосланцевой фаций. Отмеченный для отдельных участков более высокотемпературный их метаморфизм с проявлениями мигматизации и калиевой фельдшпатизации всегда обусловлен контактовым воздействием разновозрастных интрузивов гранитоидов. Учитывая эти их особенности и положение в уточненной тектонической структуре хр. Сурхантау, мы пришли к выводу, что маляндская свита не подстилает, как считалось раньше, а трансгрессивно перекрывает хондизинскую с базальными (по р. Заучак) и межформационными (на левобережье Хондизы) линзовидными прослоями конгломератов в основании. В этом можно убедиться в пределах Заучакской брахиантиклинали.

По В. А. Хохлову и др., этот участок представляет собой южное крыло крупной Маляндской антиклинали и сложен породами нижней подсвиты хондизинской свиты с теми же конгломератами в основании, залегающей на маляндской свите, слагающей ядро этой структуры. По Э. Д. Безуглову и др. (1970), он составляет северное крыло Ходжахаркакской синклинали, в котором сверху вниз по разрезу последовательно обнажаются отложения хондизинской и затем маляндской свит. Однако в действительности здесь в замковой части и на крыльях Заучакской брахиантиклинали отчетливо фиксируются обратные соотношения этих свит, что подчеркивается как положением их в этой структуре, так и нормальной ритмичностью отложений. Залегание маляндской свиты стратиграфически выше хондизинской установлено нами также на левобережье Хондизы, в южном борту Ходжахаркакской синклинали.

Метаморфические толщи северной части хр. Сурхантау охарактеризованы пятью разрезами, составленными различными исследователями (рис. 33, разрезы XII—XVII). Сопоставление и корреляция их по наиболее выдержанным горизонтам и пачкам пород специфического состава (конгломераты, амфиболовые сланцы и др.) с учетом приведенных выше данных позволили существенно уточнить участки распространения выделяемых свит и подсвит и выявить их соотношения в различных блоках. В частности, отложения хондизинской свиты, в нашем ее понимании, в северной части Сурхантау обнажаются отдельными небольшими блоками на левобережье р. Руниг, слагают нижнюю и среднюю части водораздела ее с р. Заучак, почти полностью низовья р. Хондиза и долину р. Сангардак в пределах экзоконтактовой зоны Обинаурузского гранитоидного массива. Все эти отложения ранее относились в основном к низам хондизинской и верхам маляндской свит.

Участки распространения отложений маляндской свиты, в уточненном ее объеме, в общем совпадают с площадями развития терригенной формации, намеченными Э. Д. Безугловым и др. (1970). Они обнажаются в верхней части левобережья р. Хондиза и правого борта р. Заучак, а также на водоразделе последней с р. Руниг, где указанными исследователями относились к верхней, а В. А. Хохловым и др. (1967) — к нижней подсвите хондизинской свиты. Довольно крупный участок этих отложений, относившихся и ранее к низам маляндской свиты, приурочен к северной оконечности хр. Сурхантау (басс. рек Анга и Туркак). Однако имеющийся для них разрез, составленный В. Л. Семеновым (1969), в

связи с изменением стратиграфического положения этой свиты необходимо рассматривать в перевернутом виде.

В средней и южной частях хр. Сурхантау нижнепалеозойские метаморфические толщи обнажаются в низовьях р. Янгоклык, а также в бассейнах рек Малянгур, Ушор, Обидара и др. в пределах экзоконтактовой зоны позднекаледонских Обинаурузского и Вахшиварского массивов, а также внутри них в виде довольно крупных блок-ксенолитов (рис. 1, 2). Они изучены маршрутными наблюдениями, так как в связи с фрагментарностью развития и сложной тектоникой разрезов их составить не удалось. По полученным данным, эти толщи преимущественно представлены отложениями хондизинской и, возможно, нижележащей литологически сходной айлянгарской свит. К самым верхам их мы относим пачку (275 м) слюдисто-хлоритовых и графитистых кварцитовидных сланцев и песчаников с прослоями конгломератов нижней части разреза маляндской свиты, обнажающуюся в тектонических блоках низовьев рек Янгоклык и Малянгур.

Нижнепалеозойская метаморфическая толща северной части хр. Байсунтау, ранее относившаяся к кристаллической серии докембрийского комплекса, охарактеризована четырьмя разрезами (рис. 33, разрезы VIII—XI), составленными нами и А. Г. Кислицыным (Безуглов и др., 1970). С учетом тектонической структуры этого района, все они хорошо сбиваются по строению и составу и представляют собой отдельные секции единого разреза толщи. В связи со сделанными выше уточнениями стратиграфического положения, состава и объемов свит, нижнюю его часть (580 м), содержащую прослой амфиболитов, мы относим не к нижней подсвите маляндской свиты, как Э. Д. Безуглов и др., а к верхам хондизинской. Выше, отделяясь угловым несогласием (30°) и межпластовым телом гранитов, залегает собственно маляндская свита, объединяющая отложения, причислявшиеся ранее ко второй и третьей ее подсвитам.

В южной части Байсунтау к нижнему палеозою мы условно относим метаморфическую толщу междуречья рек Айлянгар и Шатрут, ранее выделявшуюся нами (Покровский и др., 1967) в айлянгарскую свиту (рис. 33, разрез XVIII). Она с угловым несогласием залегает на докембрийском комплексе и трансгрессивно перекрывается нижекарбонными вулканогенно-осадочными отложениями. Нижняя часть ее разреза (750 м), сложенная слюдяными и кварцитовидными сланцами и амфиболитами, хорошо сопоставляется по строению и составу с нижнепалеозойскими отложениями сарыгузской свиты, выделенной нами в 1965 г. на правобережье р. Танхазы. Среднюю ее часть (1100 м), с нашей точки зрения, составляют аналоги хондизинской, а самые верхи (320 м), возможно, маляндской свит. Разумеется, это подразделение чисто условное, основанное на сходстве литолого-петрографического состава и последовательности чередования пачек пород в разрезе.

Завершая обзор метаморфических толщ Байсунской подзоны следует подчеркнуть, что в связи с внесенными уточнениями стратиграфического положения и объемов свит значительная часть прослоев пород, содержащих упоминавшиеся органические остатки нижнего и среднего кембрия, попали в маляндскую свиту. Поэтому принадлежность ее к нижнепалеозойскому комплексу теперь становится бесспорной. Вместе с тем окончательное решение вопроса о возрасте непосредственно залегающих на докембрийском комплексе отложений, сопоставляемых с сарыгузской свитой, еще требует дополнительных исследований.

В Южно-Гиссарской подзоне нижнепалеозойские метаморфические толщи распространены более широко.

Наиболее крупный их выход, как указывалось, приурочен к участку западного периклинального замыкания и, частично, к северному (верховья р. Аксу) и южному (правобережье р. Танхазы) крыльям центральной интрагеоантиклинали Южно-Гиссарской подзоны. Нижнепалеозойская метаморфическая толща здесь размещается во внутренней зоне широкого приконтактового ореола Центрально-Гиссарского гранитоидного «батолита». На севере и юге она по субширотным разломам контактирует с породами нижне-среднепалеозойского (O_3 — D_2) метаморфического комплекса, а на западе по альпийскому надвигу перекрывается мезокайнозойскими отложениями Кашкадарьинской депрессии. Слагающие ее слюдяные и амфиболовые сланцы на значительной площади пронизаны многочисленными инъекциями и небольшими телами гранитов и настолько интенсивно гранитизированы, что местами приобрели облик интрузивных пород, в связи с чем ранее ошибочно картировались как гранодиориты и кварцевые диориты первой фазы внедрения указанного батолита. Мы установили, что они связаны постепенными переходами с отчетливо стратифицированными пачками исходных сланцев (см. рис. 46) и содержат мощные (до 100 м) горизонты мраморов, протягивающиеся на несколько километров, и в 1963 г. выделили их в сарытузскую и вышележащую танхазинскую свиты, для которых по аналогии со смежными районами приняли ландовери-венлокский возраст (Арапов и др., 1965).

Почти одновременно эту толщу изучали Д. А. Рубанов и др. (1965), но высказали мнение о более молодом карбоновом ее возрасте. Причем наиболее гранитизированные и мигматизированные сланцы низов толщи этого и более восточных районов (урочище Ходжа-Каршавар, пер. Джанка и др.) они по-прежнему рассматривали как гнейсированные разности гранитоидов батолита. Средняя часть ее разреза, содержащая ортоамфиболиты и порфиритоиды при этом параллелизовалась со среднекарбоновой (C_2b^1) спилито-диабазовой толщей, а верхняя — со среднепалеозойскими отложениями правобережья р. Шатрут, недостаточно обоснованно придав последним нижнекарбонный (C_{1t-v}) возраст. Однако все эти образования не сопоставимы с рассматриваемыми ни по составу, ни по характеру и степени метаморфизма.

В соответствии с предлагаемой общей схемой расчленения нижнепалеозойского комплекса мы принимаем для этой толщи кембро-ордовикский возраст и по наиболее мощному разрезу правобережья р. Танхазы (рис. 21, разрез I) относим нижнюю ее часть (1580 м) к наиболее древней сарытузской свите, а среднюю (1640 м) и верхнюю (200 м) параллелизуем соответственно с хондизинской и маляндской свитами хр. Сурхантау.

Нижнепалеозойские толщи, расположенные севернее в верховьях р. Кашкадарьи изучены еще недостаточно, но, судя по литолого-петрографическому составу и характеру метаморфизма, вероятнее всего представлены отложениями сарытузской и хондизинской свит.

Восточную часть южной полосы тектонических блоков метаморфических толщ нижнего палеозоя в достаточной степени характеризуют разрезы, составленные по долинам рек Урах, Туполанг, Кштут и Чош (рис. 33, разрезы II—V). В пределах Кштут-Туполангского блока они особенно детально изучены Т. А. Карасевой (Покровский, Карасева, 1972). Анализ этих разрезов приводит к выводу, что в указанном районе преимущественно обнажаются отложения хондизинской свиты, но местами, частично, подстилающей сарытузской (правобережье р. Кштут) и перекрывающей маляндской (низовья р. Чош) свит. Суммарная их мощность около 2700 м.

Следует отметить, что метаморфическая толща этого блока некоторыми исследователями (Овчинников и Тарасенко, 1956; Рубанов и др., 1965; Семенов и др., 1968) условно относилась к протерозою. Однако высокая степень ее метаморфизма, выражающаяся в наличии здесь высокотемпературных минеральных ассоциаций с силлиманитом, кордиеритом и роговой обманкой, а также интенсивной инъекционной мигматизации и калиевой фельдшпатизации, по нашим данным, обусловлена контактовым воздействием позднегерцинских Туполангского, Урахского и Маляндского массивов гранитоидов. Это подтверждается результатами определения абсолютного возраста амфиболитов (278—310 млн. лет), отвечающими карбону. Подобно тому, как перечисленные массивы гранитоидов, разграниченные лишь узкими перемычками мезокайнозойских отложений, составляют в сущности единое крупное интрузивное тело, так и вмещающая их толща, аналогичная в отдельных блоках по условиям залегания, исходному составу и особенностям метаморфизма, является одновозрастной со стратиграфически датированными нижнепалеозойскими отложениями северной части хр. Сурхантау.

Далее к юго-востоку рассматриваемая толща обнажается в горах Мачетли, где образует два параллельных, вытянутых в субширотном направлении тектонических блока, которые мы обследовали маршрутными наблюдениями. Именно в ней впервые были обнаружены органические остатки верхов нижнего кембрия.

Наиболее мощный разрез этой толщи по р. Обизаранг (рис. 33, разрез VII) описан в 1962 г. А. Т. Тарасенко. По нашим данным, нижняя его часть (350 м), сложенная слюдистыми и эпидот-амфиболовыми сланцами, представляет верхи хондизинской свиты, а вышележащие песчаники, кварциты, филлитовидные и графитистые сланцы с прослоями межформационных конгломератов в основании относятся к маляндской свите. Абсолютный возраст метаморфизма этих отложений, по А. Т. Тарасенко и др. (1962), составляет 407 и 415 млн. лет, что отвечает силуру.

Непосредственным продолжением этого разреза служит разрез по р. Шаргунь, составленный нами с учетом материалов В. Л. Семенова. Он слагает южное крыло Мачетлинской антиклинали и состоит (снизу вверх) из разделенных субширотными разломами трех последовательных блоков метаморфических толщ, которые авторами относились соответственно к докембрию, нерасчлененному нижнему палеозою (Ст—О?), а также среднему и верхнему ордовики. По нашим данным, более высокая степень метаморфизма пород нижнего и, частично, среднего блоков обусловлена контактовым воздействием позднегерцинского Мачетлинского гранитоидного массива и все они составляют верхнюю часть разреза маляндской свиты.

Таким образом, нижнепалеозойские метаморфические толщи в Мачетлинских горах в целом залегают стратиграфически выше, чем в Туполангском блоке и занимают примерно такое же положение, как в верховьях р. Малянд северной части хр. Сурхантау.

Как видно из вышеизложенного, имеющиеся разрезы нижнепалеозойских метаморфических толщ, составленные различными исследователями по разобранному их тектоническим блокам Южно-Гиссарской и Байсунской подзон вполне удовлетворительно коррелируются друг с другом. Это позволило составить единый сводный их разрез (рис. 33) суммарной мощностью 5175 м. Он охватывает три последовательные свиты: сарытузскую (айлянгарскую) (1580 м), хондизинскую (1710 м)

и маляндскую (1885 м). Каждая из этих свит по литолого-петрографическому составу разделяется на две подсвиты.

Самая древняя сарытузская свита преимущественно обнажается в Южно-Гиссарской подзоне (верховья р. Аксу, правобережье р. Танхазы и Кштут) и весьма ограничено в Байсунской подзоне (междуречье Айлянгара и Шатрута). Причем в последнем пункте она выделяется условно и требует дополнительного обоснования. Нижняя ее подсвита преимущественно сложена биотитовыми и двуслюдяными сланцами и песчаниками, под воздействием интрузий интенсивно мигматизированных и гранитизированных, вплоть до образования метагранитоидов. В верхней подсвите преобладают амфиболовые сланцы, возникшие за счет вулканитов спилито-диабазовой формации.

Вышележащая хондизинская свита имеет подобное же двучленное строение, но отличается по литолого-петрографическому составу. В частности, среди метаморфизованных терригенных отложений в ней преобладают вулканомиктовые породы, а метавулканиты преимущественно среднего и кислого состава.

Самая верхняя маляндская свита залегает на хондизинской без видимого стратиграфического несогласия, но с линзовидными прослоями базальных и межформационных конгломератов. Их появление свидетельствует о тектонических движениях и активизации базиса эрозии нижнепалеозойской питающей провинции. Продукты вулканизма в этой свите отсутствуют и она сложена в основном слюдисто-хлоритовыми и филлитовидными алевролитовыми сланцами, песчаниками и кварцитами, с широким развитием в нижней подсвите графитистых разностей.

В связи с отмеченными особенностями исходного состава можно предполагать, что сарытузская и хондизинская свиты объединяют вулканогенно-осадочные формации демиссионной и инверсионной стадий развития главного прогиба, а маляндская — исключительно терригенные флишоидные отложения более позднего периферического прогиба каледонской геосинклинали Южного Узбекистана.

МЕТАМОРФИЗМ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОМПЛЕКСА

Нижнепалеозойский метаморфический комплекс характеризуется значительным разнообразием петрографо-генетических типов слагающих пород, являющихся результатом различных метаморфических процессов. Основной фон комплекса создают продукты прогрессивного регионального метаморфизма, представленные преимущественно слюдистыми, слюдисто-хлоритовыми, амфиболовыми сланцами и песчаниками, кварцитами и метавулканитами, с единичными прослоями конгломератов и мраморов. В приконтактных зонах позднекаледонских и герцинских интрузий гранитоидов они претерпели интенсивную перекристаллизацию, инъекционную мигматизацию, гранитизацию и кислотное выщелачивание и местами приобрели облик и состав гнейсов и гранито-гнейсов амфиболовой фации, в связи с чем на этих участках многими исследователями относились к докембрию. Обычны для них также неоднократные проявления диафтореза и локального динамометаморфизма, приуроченного к герцинским и альпийским разломам (рис. 33, 58, 59).

ФАЦИИ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Метаморфические породы нижнепалеозойского комплекса, также как и докембрийского, отчетливо разделяются на три петрохимические группы (класса) пород различного исходного состава: бедные каль-

нием — метапелиты, метапсаммиты и метавулканы кислого состава, известково-алюмосиликатные — амфиболовые и эпидот-амфиболовые сланцы и metabазиты основного и среднего состава и карбонатные — мраморы. Они по-разному изменялись в процессе метаморфизма, поэтому рассмотрим их раздельно.

БЕДНЫЕ КАЛЬЦИЕМ ПОРОДЫ

Петрографическая характеристика

Это наиболее распространенная группа пород, охватывающая безамфиболовые кристаллические и метаморфические сланцы, песчаники и кварциты. В связи с недостатком кальция даже плагиоклазы в них по составу не превышают альбит-олигоклаза (№ 18), а сингенетичный эпидот появляется лишь в слабо метаморфизованных породах в ассоциации с альбитом и хлоритом.

Кристаллические сланцы. Эти сланцы приурочены главным образом к сарытузской и нижней части хондизинской свиты и являются наиболее высокотемпературными продуктами регионального метаморфизма, охватившего нижнепалеозойский комплекс. Среди них преобладают биотитовые и двуслюдяные плагиосланцы, часто содержащие гранат и, реже, андалузит, кианит, кордиерит и жедрит (рис. 34). Однако ставролитсодержащие породы не были встречены.

Биотитовые плагиосланцы представляют собой темно-серые, иногда слегка буроватые отчетливо слоистые мелко-среднезернистые породы. Они характеризуются лепидогранобластовой микроструктурой и состоят из различных по размерам (0,05—0,3 мм), часто вытянутых по сланцеватости, ксеноморфных зерен альбит-олигоклаза (№ 12—18) и кварца, среди которых располагаются более крупные (до 0,5 мм) субпараллельно ориентированные чешуйки биотита. Количественные соотношения их варьируют в весьма широких пределах. Иногда наблюдается слабая сегрегационная полосчатость с чередованием лейкократовых и меланократовых слоев, обусловленная метаморфической дифференциацией вещества. Из акцессорных минералов в этих породах встречены единичные мелкие выделения циркона, апатита, и магнетита.

В двуслюдяных сланцах мусковит образует как сингенетичные чешуйки, так и развивается по биотиту. В последнем случае в породах часто появляются мелкие выделения бурого турмалина с попутным обогащением кварцем. Это, вероятно, является следствием наложенного процесса кислотного выщелачивания.

Гранат в этих породах встречается часто, но обычно в виде очень мелких зерен и в небольших количествах. Значительно реже содержание его в них достигает 5—8%, что позволяет выделять гранат-сланцистые их разновидности.

Еще реже в них встречается андалузит, причем исключительно в сланцах хондизинской свиты. Он образует в них довольно крупные (до 2 мм) таблитчатые и неправильные выделения, почти полностью замещенные серицитом и мусковитом, и составляет 5—20% их объема. В бассейне р. Шатрут были встречены также порфиробластические кианит-сланцистые сланцы. Кианит в них образует крупные (до 5 мм в поперечнике) интенсивно серицитизированные призматические выделения среди относительно мелкозернистой мусковит-кварц-полевошпатовой массы. Кианит-сланцистые сланцы обнаружены нами также

в маяндской свите правобережья р. Хурсандарь, в приконтактовой зоне Хурсантагского гранитоидного массива.

Слюдистые сланцы с кордиеритом (3—25%) довольно обычны в Урахском и Туполангском блоках нижнепалеозойских толщ. Кордиерит в них относительно свежий, лишь с периферии и по трещинкам частично замещен пинитом. Часто ассоциирует с гранатом и силлиманитом (рис. 34, а). Сланцы с нацело пинитизированным проблематичным кордиеритом встречались также в нижней части разреза метаморфических толщ Мачетлинских гор и низовьев р. Хондиза.

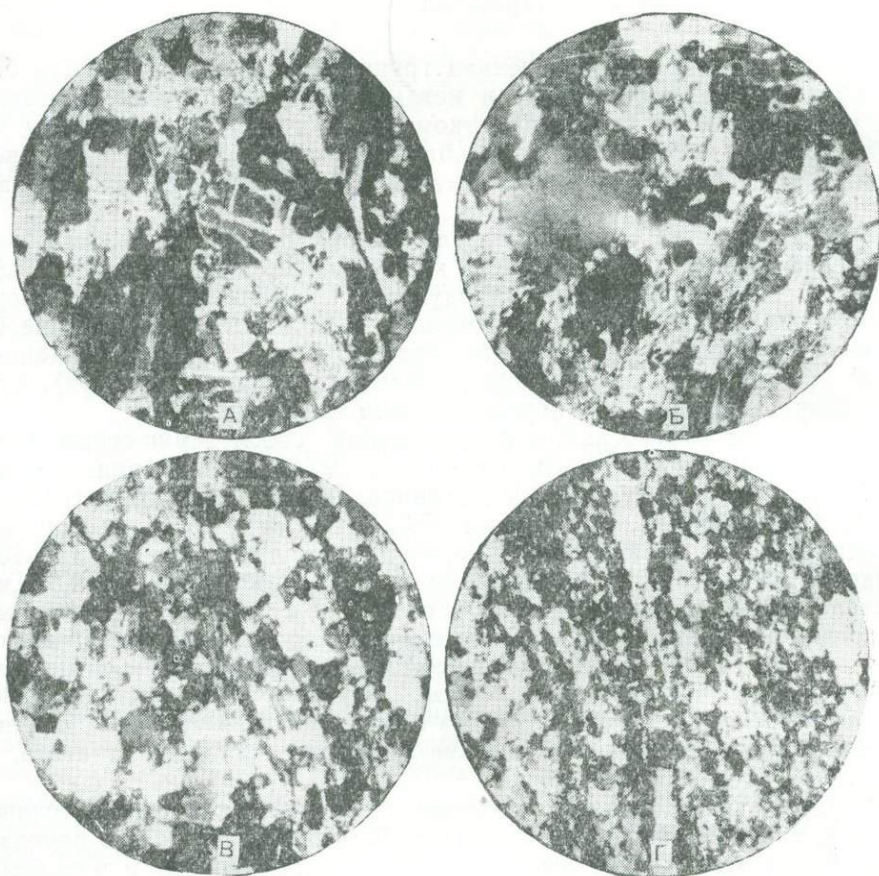


Рис. 34. Глиноземистые сланцы нижнепалеозойского комплекса.

А — кордиерит-биотитовый, Б — гранат-жедрит-биотитовый, В — кварцитовидный мусковитовый, Г — графитисто-кварцевый. Шаффы, николи+.

Примечательно, что в Урахском и Туполангском блоках с кордиеритсодержащими породами ассоциируют гранат-жедрит-биотитовые сланцы, которые нигде в других участках найти не удалось. Жедрит составляет до 20% их объема и интенсивно замещается биотитом, местами сохранившись лишь в виде метастабильных реликтов (рис. 34, б). Наблюдаемые их соотношения свидетельствуют о том, что он представляет более ранние минеральные парагенезисы обогащенных магнием и железом пород, которые оказались неустойчивыми при последующем повышении химического потенциала калия.

Количественные соотношения лейкократовых составных частей всех этих сланцев весьма не постоянные. Среди них резко преобладают плагиоклазы, представленные обычно альбит-олигоклазом (№ 12—18). Появление калиевого полевого шпата в виде нерешетчатого микролина всегда обусловлено наложенной фельдшпатизацией. В связи с этим их следует рассматривать как плагиосланцы. Вместе с тем, в них часто существенно возрастает содержание кварца, вплоть до образования кварцитовидных разностей сланцев. Последние обычно обогащены мусковитом (до 40%), а также содержат андалузит, гранат и реже турмалин (рис. 34, в) и, вероятно, являются результатом наложенного процесса кислотного выщелачивания.

Необходимо также отметить, что в этих породах нередко наблюдаются реликтовая алевролитобластовая и псаммитобластовая структуры, что свидетельствует об образовании их как за счет пелитовых, так и более грубообломочных отложений.

Метаморфические сланцы. Эти породы характеризуют более низкотемпературные ступени регионального метаморфизма и приурочены в основном к маляндской и верхней части хондизинской свит. Среди них различаются биотит-хлоритовые, мусковит-хлоритовые, эпидот-хлоритовые, графитистые кварцитовидные и другие сланцы.

Слюдисто-хлоритовые сланцы характеризуются лепидогранобластовой микроструктурой и состоят из мелких (0,03—0,5 мм) субпараллельно ориентированных гипидиоморфных и неправильных чешуек биотита и (или) мусковита (15—40%), заключенных в еще более мелкозернистой сланцеватой хлорит-кварц-альбитовой основной массе пород. Биотит в них часто представлен низкотемпературной зеленовато-бурой разновидностью, сингенетичной с железистым хлоритом. Последний обычно представлен неправильными выделениями и мелкочешуйчатыми скоплениями и достигает содержания 35—40%. С бурым биотитом в этих сланцах нередко ассоциируют мелкие выделения желтовато-розового марганцовистого граната. Калиевый полевой шпат в них отсутствует, а плагиоклазы представлены исключительно альбитом (№ 5—8). В ассоциации с ним нередко встречается эпидот, образующий мелкозернистый агрегат. В зависимости от содержания темноцветных минералов и количественных соотношений альбита и кварца различаются мезократовые и меланократовые разности слюдисто-хлорит-альбитовых, слюдисто-хлорит-кварцевых и промежуточных по составу сланцев. Довольно обычны также существенно слюдисто-хлоритовые филлитовидные сланцы.

Эпидот-хлоритовые сланцы характеризуются бластоалевролитовой и местами лепидобластовой микроструктурами и сложены мелкими (до 0,3 мм) выделениями и вытянутыми по сланцеватости скоплениями зерен этих минералов, заключенных в кварц-альбитовой мелкозернистой массе, содержащей тонкую россыпь магнетита.

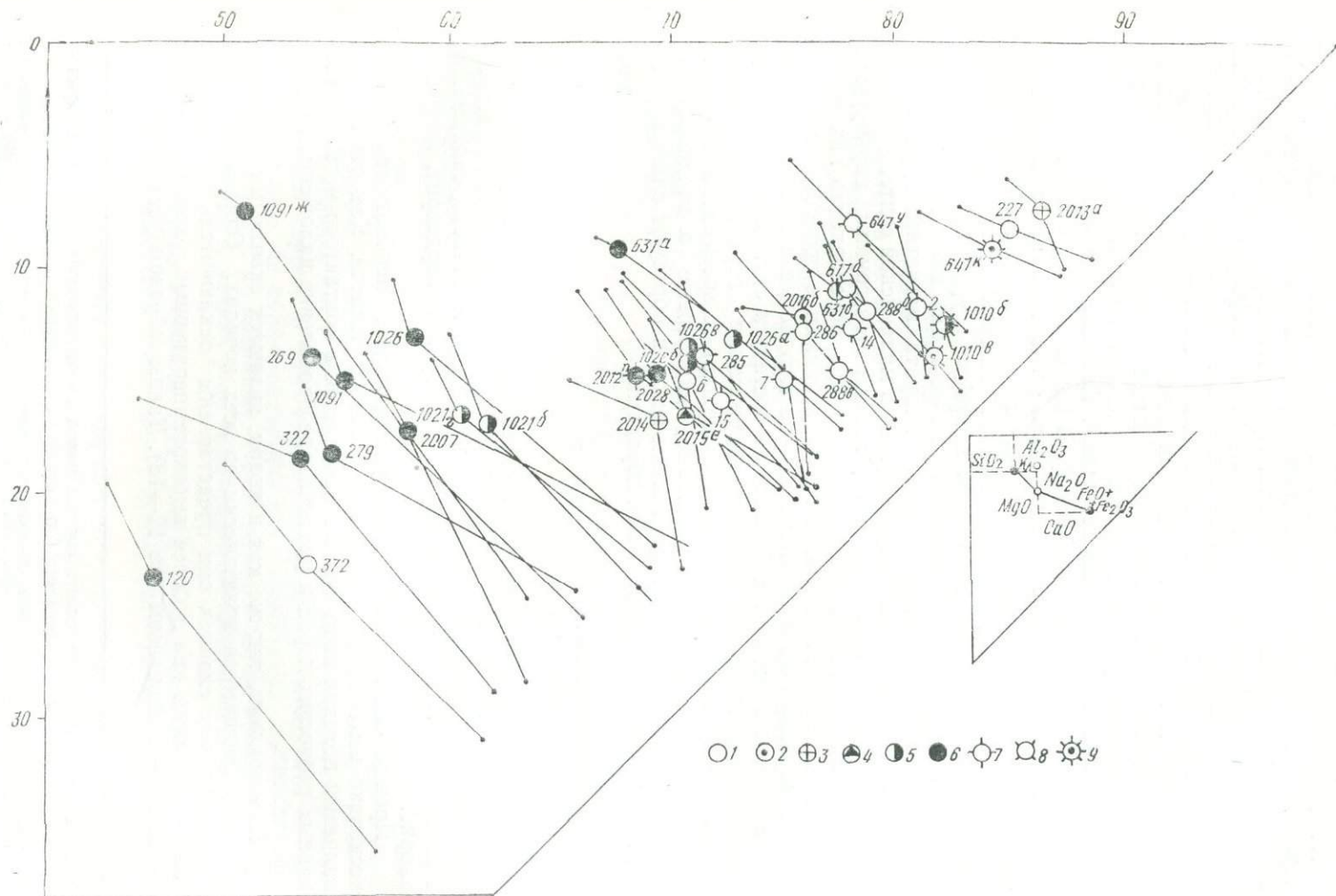
Графитистые кварцитовидные сланцы широко развиты в маляндской свите. Они состоят из гранобластового мозаичного агрегата кварца с обильной примесью мелкочешуйчатого графита, образующего неправильные скопления и полосы, вытянутые по сланцеватости пород (рис. 34, г).

Песчаники. Это среднезернистые и, реже, крупнозернистые породы с бластопсаммитовой структурой. Они состоят из различных по размерам (0,1—0,8 мм) неправильных и полуокатанных обломков кварца, полевых шпатов, кварцитовидных слюдистых и слюдисто-хлоритовых сланцев и кислых вулканогенных пород, сцементированных мелкозернистым кварц-альбитовым материалом с примесью мелкочешуйчатого

Результаты химического анализа метанеизвестковых сланцев и песчаников нижнепалеозойского метаморфического комплекса, вес. %

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	R ₂ O ₃	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	SO ₂	Ппп	Сумма
Хл-6	58,33	0,75	18,86	2,50	5,39	0,08	3,43	0,90	1,70	3,84	0,23	0,12	—	0,75	0,04	4,26	100,21
Хл-7	63,68	0,74	17,43	1,84	3,39	0,09	2,80	0,67	2,60	3,12	0,25	0,14	—	0,25	0,04	3,37	100,25
Хл-8	72,98	0,60	12,54	1,22	2,87	0,07	2,00	0,45	3,30	1,62	0,16	0,13	—	0,15	0,06	2,03	100,19
Хл-14	69,16	0,63	13,77	0,87	3,95	0,07	2,30	1,20	3,45	1,55	0,22	0,07	—	0,50	0,04	2,25	100,03
Хл-15	62,00	0,38	15,80	1,82	3,55	0,12	2,25	2,85	4,75	2,18	0,21	0,08	—	1,55	0,04	2,63	100,20
Хл-288 ^б	68,94	0,62	13,63	0,66	3,59	0,08	2,50	1,20	2,62	2,42	0,18	0,46	—	0,70	0,01	3,20	100,81
Хл-288 ^в	67,79	0,29	15,00	1,76	1,86	0,08	1,45	2,25	4,05	3,37	0,14	0,32	—	0,74	0,04	2,40	100,54
Ш-372	47,12	1,12	14,96	1,57	6,88	0,14	3,83	6,93	2,16	2,78	0,27	2,57	1,17	—	—	7,58	100,18
К-246 ^к	62,96	0,62	16,00	1,02	6,16	—	2,00	6,72	1,72	2,24	0,09	—	—	0,68	—	—	99,53
К-2016	63,79	0,41	18,84	1,62	3,91	0,06	3,70	1,22	2,84	1,81	0,14	—	0,20	1,13	—	0,59	100,26
К-2016 ^б	63,90	0,90	17,57	0,10	4,30	0,08	4,55	0,14	0,35	3,50	0,13	0,37	—	0,15	0,03	4,36	100,43
П-227 ^а	75,72	0,46	11,14	0,26	2,13	сл.	0,80	2,94	0,96	3,10	сл.	0,22	—	0,00	0,00	1,76	99,49
П-647 ^б	70,28	0,23	12,15	2,08	3,60	0,40	2,02	2,80	2,84	1,76	—	1,59	0,16	—	0,00	0,00	99,65
П-689	82,62	0,37	6,53	1,21	2,55	0,07	0,40	0,28	0,47	4,41	—	—	0,30	—	—	0,90	100,11
П-981	61,14	0,76	16,32	0,81	6,41	0,12	3,70	4,11	2,66	2,44	0,26	—	0,02	—	—	0,81	99,54
П-984	74,32	0,41	10,55	1,29	4,28	сл.	1,80	1,68	2,48	2,27	0,09	—	0,20	1,13	—	—	100,50
П-985	71,18	0,62	11,68	0,60	4,08	сл.	2,01	3,44	4,98	0,75	0,18	—	0,08	0,80	—	—	100,43
П-1076	69,44	0,62	12,60	1,50	5,00	0,06	3,20	2,54	2,69	1,66	0,18	—	0,16	0,57	—	0,27	100,49
П-1096	51,96	0,62	22,02	1,37	8,33	0,11	4,70	4,96	1,02	2,84	0,14	—	0,24	1,97	—	—	100,24
К-3035 ^б	60,40	0,82	18,32	0,92	7,10	—	2,40	0,84	3,13	2,14	0,14	—	0,14	—	—	3,76	100,11

Пробы: Хл-6, Хл-7, Хл-8, Хл-14, Хл-15, Хл-288^б, Хл-288^в, Ш-372, К-3035^б — слюдяные сланцы басс. р. Обиыауруз и низовьев р. Хондиза; К-2016, К-2016^б — биотитовые сланцы басс. р. Тулолан; П-227^а — биотитовый сланец, р. Чош; П-647^б — песчаник, басс. р. Танхазы; П-689 — кварцитовидный сланец, басс. р. Мальянур, П-984, П-985 — биотитовые сланцы, р. Мальянд; К-246^к, П-981, П-1076, П-1096 — биотитовые сланцы с жедритом, басс. р. Тулолан.



биотита, мусковита и хлорита, а также мелких зерен магнетита и эпидота. В процессе метаморфизма обломки претерпели собирательную перекристаллизацию и минеральные преобразования преимущественно в условиях зеленосланцевой фации. При этом кварц обрастает регенерационными каемками с сотовым строением, обусловленным пойкилитовыми включениями минералов основной массы. Первичные плагиоклазы обычно представленные олигоклазом (№ 15—24), с периферии и по трещинкам подвергаются альбитизации с образованием псевдозональных выделений. По составу исходного обломочного материала различаются полимиктовые, существенно кварцевые олигомиктовые, вулканомиктовые и туфогенные песчаники. Последние обычно тяготеют к верхам разреза хондизинской свиты. В нижележащих отложениях песчаники вообще встречаются значительно реже, вероятно, в связи с более интенсивным их рассланцеванием и перекристаллизацией и превращением в кристаллические сланцы. Кварциты характеризуются псаммитобластовой или мозаичной микроструктурой и состоят в основном из различных по размерам (0,1—0,5 мм) ксеноморфных зерен кварца, с небольшой примесью слюд, хлорита, магнетита и, реже, графита. Встречаются они преимущественно в маляндской свите.

По химизму (табл. 25, рис. 35) породы этой группы варьируют в довольно широких пределах, что несомненно обусловлено как спецификой их исходного состава, так и изменениями в процессе метаморфизма. Обращает на себя внимание, что слюдяные и слюдясто-хлоритовые сланцы и песчаники близки по составу и составляют единый компонентарный ряд с амфиболсодержащими породами, отличаясь от них главным образом большим содержанием кремнезема и недосыщенностью известью. Андалузитовые, кианитовые и кордиеритовые сланцы, естественно, обогащены глиноземом и образуют единый ряд с контактово-метаморфизованными породами.

Главнейшие особенности типоморфных минералов

Типоморфными минералами, определяющими минеральные парагенезисы тех или иных фаций и субфаций метаморфизма, для рассматриваемых пород являются — андалузит, кианит и, отчасти, силлиманит, а из темноцветных — биотит, мусковит, гранат, кордиерит, жедрит и хлорит.

Прежде чем перейти к их характеристике, необходимо сделать несколько замечаний в отношении полевых шпатов. Как отмечалось, калиевый полевой шпат обычно появляется в контактово-метаморфизованных разностях пород и указывает на проявление наложенной фельдшпатизации.

Плагиоклазы, так же как и кварц, являются сквозными минералами, встречающимися практически во всех породах. Однако в слюдясто-хлоритовых сланцах они представлены исключительно альбитом (№ 3—8), тогда как в более высокотемпературных кристаллических сланцах — олигоклазом (№ 12—18). Таким образом устанавливается

Рис. 35. Диаграмма химического состава пород нижнепалеозойского метаморфического комплекса (по методу В. Н. Лодочникова).

1—сланцы слюдяные кристаллические, 2—слюдясто-хлоритовые, 3—силлиманит (андалузит)-слюдяные, 4—кордиерит-слюдяные, 5—биотит-амфиболовые, 6—роговообманковые. Дополнительные знаки для контактово-метаморфизованных пород: 7—фельдшпатизированных, 8—окварцованных, 9—гранитизированных (гранито-гнейсы).

возрастание основности плагиоклазов с повышением степени метаморфизма пород, впервые отмеченное Бекке в 1913 г. и подтвержденное многими другими исследователями (Chatterjee, 1966; Кориковский, 1967; и др.). В данном случае состав плагиоклазов в какой-то степени может служить индикатором степени метаморфизма пород. Вместе с тем, наблюдающиеся местами в кристаллических сланцах образование зерен олигоклаза каемками альбита, образующего также новообразованные самостоятельные выделения, можно рассматривать, вслед за Д. С. Коржинским (1936, 1957), как следствие наложенных процессов метасоматоза и гранитизации.

Глиноземистые минералы (Al_2SiO_5). Общие соотношения, условия формирования и роль этих минералов как индикаторов характера и степени метаморфизма достаточно обстоятельно освещены при характеристике докембрийского комплекса. Здесь мы остановимся на особенностях их распределения в рассматриваемых породах.

Как отмечалось, они представлены всеми тремя полиморфными модификациями и появляются исключительно в кристаллических сланцах. Однако силлиманит, представленный тонкоиглочатым фибролитом, характерен только для контактово-метаморфизованных их разновидностей и в связи с этим не привлекает особого внимания.

Андалузит встречается в этих породах довольно часто, но, как правило, почти нацело замещен серицитом. Тем не менее по характерным формам срезов в шлифах и оптическим свойствам в сохранившихся реликтах ($Ng=1,636-1,642$, $Ng=Np=0,009-0,012-2V=76-82^\circ$, прямое погасание, отрицательное удлинение, плеохроизм в розоватых тонах) диагностируется вполне уверенно. Он составляет от 3—5 до 20% объема пород и образует довольно крупные (до 0,6 мм) таблитчатые или округлые выделения в парагенезисах с олигоклазом, биотитом, гранатом и, реже, кордиеритом. Встречается он также в ассоциации с мусковитом в кварцитовидных сланцах, но в этом случае, вероятно, является результатом среднетемпературной стадии кислотного выщелачивания.

Кианит встречен всего в двух пунктах — в бассейне р. Шатрут, где образует многочисленные (25—30%) крупные (до 4×12 мм) интенсивно серицитизированные порфиробласты в слюдястых сланцах и на правом берегу р. Хурсандарьи в виде неправильных реликтовых зерен в фельдшпатизированных сланцах. От андалузита он отличается в основном отсутствием розовой окраски и косым погасанием ($CNg=25-30^\circ$). Этот минерал обычно рассматривается как индикатор метаморфизма пород в условиях повышенных давлений. Если это так, то появление его в последнем пункте, вероятно, можно объяснить проявлением стресса в зоне Южно-Гиссарского глубинного разлома. Возникновение же порфиробластических кианитовых сланцев в бассейне р. Шатрут, по-видимому, является результатом повышенного общего давления в ранний этап метаморфизма нижнепалеозойского комплекса.

Темноцветные минералы. Эта группа минералов имеет особенно важное значение для понимания условий формирования рассматриваемых пород.

Биотит является наиболее распространенным минералом этой группы и составляет от 10—15 до 35—40% объема пород. Он образует в них различные по размерам (0,03—0,8 мм) гипидиоморфные и неправильные чешуйки и представлен бурой и зеленовато-бурой разновидностями. По данным Хаямы (Дир и др., 1966), зеленая окраска биотита обусловлена повышенным отношением окисного железа к закисному и

к окиси титана. К подобным же выводам пришел С. П. Кориковский (1967). Однако Е. Н. Ушакова (1971) показала, что влияние этих факторов на окраску биотитов не существенно. В наших породах обе эти разновидности биотита по оптическим свойствам и составу практически не различаются. В частности, показатели преломления (Ng-Nm) колеблются в пределах 1,638—1,662, а двупреломление от 0,048 до 0,061. По содержанию указанных компонентов они также близки. Главное их различие определяется парагенезисом, вызванным отличительными условиями формирования. Бурый биотит преимущественно приурочен к кристаллическим сланцам и ассоциирует с андалузитом, гранатом, кордиеритом и жедритом. Зеленоватая его разновидность чаще встречается в метаморфических сланцах в ассоциации с сингенетичным муско-

Т а б л и ц а 26

Результаты химического анализа биотитов из метapelитовых пород нижнепалеозойского метаморфического комплекса, вес. %

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Ш-551	34,52	3,64	17,04	2,42	19,40	0,10	10,80	2,00
Ш-610	32,52	2,08	20,23	3,82	18,14	0,06	10,14	0,70
X-577 ^Г	36,00	1,75	20,27	0,83	11,85	0,25	12,90	3,41
K-285	37,92	2,76	18,35	2,24	16,12	0,39	10,30	2,80
K-2014	38,42	2,48	27,18	2,47	10,80	0,14	6,47	0,40
K-2012/1	35,96	3,61	18,47	0,82	18,36	0,52	10,07	2,50
П-686 ^В	36,98	2,73	22,98	2,06	14,51	0,22	7,40	1,42
П-690	38,94	2,27	21,45	4,59	13,14	0,22	6,69	1,12

Номер пробы	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	F	П. п. п.	Сумма
Ш-551	6,27	0,27	2,84	—	0,05	0,23	—	99,51
Ш-610	6,91	0,10	5,22	0,28	0,05	0,23	—	99,48
X-577 ^Г	8,00	0,20	4,80	—	0,34	—	—	100,59
K-285	6,39	0,47	2,15	—	—	0,10	—	99,89
K-2014	6,49	0,50	4,50	—	—	0,30	—	99,85
K-2012/1	0,33	0,52	2,90	—	—	0,40	—	99,96
П-686 ^В	6,52	0,80	2,98	0,35	—	—	0,62	99,57
П-690	6,72	0,80	2,43	—	—	—	1,10	99,47

витом и хлоритом. В связи с этим мы предполагаем, что последняя из них принадлежит к более низкотемпературной полиморфной модификации биотита, приближающейся по структуре к стильномелану.

Рассматриваемые биотиты по химическому составу (табл. 26, 27) принадлежат к истонит-сидерофиллитовому изоморфному ряду, но отличаются повышенным содержанием флогопит-аннитовых компонентов, (рис. 9). Им свойственна также более высокая щелочность и пониженное отношение калия к натрию (рис. 10). По сравнению с биотитами из метapelитов амфиболитовой фации они характеризуются, кроме того, резко уменьшенным содержанием октаэдрического алюминия (рис. 12) и общих соотношений их глиноземистости и железистости (рис. 13, 14.)

По данным химических анализов, общая железистость биотитов колеблется в пределах 35,5—59,1%, в среднем составляя 50,0%, но в некоторых разностях пород, судя по оптическим данным, возрастает до

70%. Как известно, зависимость ее от показателя преломления ($N_g \cong N_m$) биотитов чрезвычайно сложна и определяется многими факторами. Тем не менее существует ряд учитывающих их эмпирических корреляционных графиков, в последнее время на большом фактическом материале обобщенных Е. Н. Ушаковой (1971). С помощью этих диаграмм, по данным иммерсионных замеров показателей преломления мы установили, что общая железистость биотитов в парагенезисах с андалузитом, кордиеритом и гранатом составляет 57% ($N_g=1,650-1,658$), только с гранатом возрастает до 71% ($N_g=1,672$), а в ассоциации с хлоритом колеблется в пределах 52—70%. В контактово-мета-

Таблица 27

Результаты пересчетов химических анализов биотитов из пород нижнепалеозойского метаморфического комплекса

Номер пробы	Коэффициенты кристаллохимических формул											
	K	Na	Ca	H ₂ O	X	Mg	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Ti	Mn	Al VI	y
X-551	0,61	0,04	0,16	0,19	1,00	1,23	1,24	0,14	0,21	0,01	0,17	3,0
Ш-610	0,54	0,02	0,06	0,35	1,00	1,16	1,17	0,22	0,12	0,01	0,32	3,0
Ш-577 ²	0,79	0,03	0,10	0,08	1,00	1,48	1,76	0,05	0,10	0,02	0,59	3,0
K-285	0,62	0,07	0,23	0,08	1,00	1,16	1,02	0,13	0,16	1,02	0,51	3,0
K-2014	0,62	0,07	0,03	0,27	1,00	0,73	0,68	0,14	0,14	0,01	1,30	3,0
K-2012 ₁	0,62	0,08	0,20	0,10	1,00	1,14	1,17	0,05	0,21	0,03	0,40	3,0
П-686 ^B	0,75	0,14	0,13	—	1,02	0,99	1,10	0,14	0,18	0,02	0,57	3,0
П-690	0,76	0,14	0,20	—	1,00	0,90	0,98	0,31	0,16	0,02	0,63	3,0

Номер пробы	Дополнительные коэффициенты											
	Si	Al IV	Z	OH	f	F	a _{Si}	a _{VI}	Si/Al	Mg+Fe Al	Na+K Al	K/Na
X-551	2,64	1,36	4,0	1,61	50,2	55,6	34,0	5,7	1,72	1,70	0,42	12,2
Ш-610	2,49	1,51	4,0	1,96	50,2	54,6	37,8	10,7	1,36	1,36	0,30	27,0
Ш-577 ²	2,76	1,24	4,01	1,02	34,0	35,5	31,0	19,7	1,50	1,19	0,44	26,3
K-285	2,89	1,11	4,0	1,03	46,8	49,7	27,8	17,0	2,29	1,81	0,56	8,85
K-2014	2,89	1,11	4,0	0,28	48,4	53,1	27,8	43,3	1,15	0,64	0,29	9,0
K-2012 ₁	2,74	1,26	4,0	1,09	50,5	51,5	31,5	13,3	1,65	1,42	0,42	7,75
П-686 ^B	3,34	0,66	4,0	1,56	52,4	55,5	16,5	19,0	2,71	1,81	0,72	5,4
П-690	3,50	0,50	4,0	0,18	52,3	59,1	12,5	21,0	3,1	1,94	0,8	5,4

морфизованных разностях сланцев общая железистость биотитов в различных парагенезисах варьирует от 36 до 58%. Все эти значения железистости приняты за предельные и учтены при построении парагенетических диаграмм.

Обращает на себя внимание, что пределы колебаний железистости биотитов в породах разной степени метаморфизма весьма близки. Поэтому можно предполагать, что ее изменения являются следствием неоднородности их исходного состава, а не условий формирования. Метаморфические преобразования пород, по-видимому, играли косвенную роль, обуславливая общее перераспределение в них главных компонентов, влиявшее и на состав минералов, в том числе биотита. Это подтверждается тем, что в контактово-метаморфизованных кристаллических сланцах, претерпевших интенсивную наложенную фельдшпатизацию с выносом избыточных количеств феррических компонентов, как биотит (F=36—58%), так и сосуществующие гранат (F=75—80%) и кордиерит (F=23—33%) характеризуются минимальной железистостью.

Мусковит — также широко распространенный породообразующий минерал, особенно в метаморфических сланцах. Он составляет от 2—3 до 35—40% их объема и образует различные по величине (0,1—0,8 мм) гипидиоморфные чешуйки, вытянутые по сланцеватости. Судя по оптическим свойствам ($N_g=1,588$, $N_m=1,576$, $N_p=1,552$, $N_g-N_p=0,036$, $-2v=42^\circ$), наиболее вероятно принадлежность его к обычной полиморфной модификации 2М (Дир и др., 1966). Пределы устойчивости мусковита в ассоциации с кварцем к настоящему времени хорошо изучены и ограничиваются условиями зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма (Соболев, 1964; Добрецов и др., 1970; 1972). В рассматриваемых породах он встречается в парагенезисах практически со всеми типоморфными минералами, исключая жедрит, что и определяет в значительной степени принадлежность их к этим фациям. Вместе с тем, некоторое количество мусковита своим возникновением обязано, как указывалось, проявлению наложенного процесса кислотного выщелачивания. В этом случае он ассоциирует с турмалином, метасоматическим кварцем и поздним альбитом.

Гранат встречается преимущественно в кристаллических сланцах в виде мелких (до 0,5 мм) желтовато-розовых выделений, в количестве от единичных зерен до 10%. Только в одном пункте в Яккабагских горах были обнаружены гранат-сланцевые сланцы, в которых он образует крупные (до 15 мм) порфиробласты, составляющие до 40% объема пород.

Выделения граната обычно сильно корродированы и содержат включения кварца и других минералов основной массы пород, а также часто замещаются чешуйками биотита и хлорита. В связи с этим отобрать качественный материал для химического анализа пока не удалось и представление о составе граната мы можем получить лишь по оптическим данным. Для этой цели мы воспользовались существующими корреляционными графиками (Кориковский, 1967; Ушакова, 1971). Судя по измеренным в высокопреломляющих иммерсионных жидкостях показателям преломления граната, общая его железистость в парагенезисе с кордиеритом составляет 82% ($N=1,796$), с биотитом возрастает до 87% ($N=1,803$), а с хлоритом — до 90%, ($N=1,806$). Близкие значения получены по корреляционным графикам общей железистости для сосуществующих пар гранат — кордиерит и гранат-биотит. Таким образом, рассматриваемый гранат вероятнее всего представлен высокожелезистым альмандином, возможно содержащим значительную примесь спессартинового компонента. В породах он появляется по мере исчезновения хлорита, и своей изоградой разграничивает зеленосланцевую и эпидот-амфиболитовую фации.

Кордиерит составляет до 10% объема некоторых кристаллических сланцев, и образует в них мелкие (0,3—0,6 мм) неправильные выделения, иногда с секториальными двойниками, с периферии и по трещинкам интенсивно замещенные пинитом. Встречается он в ассоциации с биотитом, гранатом и, реже, с андалузитом и силлиманитом. Состав кордиерита определялся нами по оптическим данным с помощью специальной корреляционной диаграммы, составленной Г. Г. Лепезиным (1972) для водосодержащих кордиеритов эпидот-амфиболитовой фации. Судя по этим данным ($N_g=1,548—1,559$, $N_p=1,539—1,546$, $N_g-N_p=0,009—0,013$, $-2v=74—86^\circ$), общая железистость его варьирует в пределах 23—48%. При этом маложелезистые кордиериты характерны преимущественно для фельдшпатизированных сланцев.

Как известно, кордиерит до недавнего времени считался устойчивым только в условиях гранулитовой и роговиковых фаций (Тернер и др., 1962). Однако в последние годы на примере метаморфических комплексов многих регионов было показано, что он стабилен в широком интервале температур и давлений (Zwart, 1962, Кориковский, 1967, Лепезин, 1972 и др.). По экспериментальным данным (Yoder, 1952), при благоприятном исходном составе пород и режиме летучих компонентов он может возникнуть уже при температурах порядка 400°C. В связи с этим, в последних схемах фаций метаморфизма кордиерит рассматривается как типоморфный минерал и для пород эпидот-амфиболитовой фации, формировавшихся в условиях умеренных давлений (Hietanen, 1968, Добрецов и др. 1970, 1972).

Судя по наблюдаемым минеральным парагенезисам, в рассматриваемых породах кордиерит образовался в аналогичных условиях.

Жедрит встречен только в Южно-Гиссарской подзоне в некоторых кристаллических сланцах бассейнов рек Урах и Кштут в виде корродированных неправильных, различных по размерам (0,3—1,0 мм) выделений, составляющих от 5 до 20% их объема. Он характеризуется «амфиболовой» спайностью, четкой отдельностью вдоль оси «С», часто обусловленной субмикроскопическими пластинчатыми вростками куммингтонита и слабым плеохроизмом в бледных желтовато-бурых тонах, благодаря которым легко распознается в шлифах. Оптические свойства его: $N_g=1,679$, $N_p=1,659$, $N_g - N_p=0,020$, $CN_g=0 - 5^\circ$. Исходя из этих данных, по имеющимся для ромбических амфиболов корреляционным диаграммам (Костюк, 1970), общая железистость его составляет 55%.

Как известно, жедрит — типоморфный минерал для недосыщенных калием пород амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, отнесенных А. А. Маракушевым (1965) к жедрит-плаггиосланцевому формационному ряду. В рассматриваемых сланцах он ассоциирует с гранатом, куммингтонитом и, возможно, с кианитом и имеет явно реликтовый характер. Об этом свидетельствуют форма его выделений, в сущности представляющих собой фрагменты более крупных корродированных зерен, повсеместное замещение их биотитом и ряд других признаков. В связи с этим мы считаем, что парагенезисы с жедритом являются результатом раннего этапа метаморфизма этих пород, которые при последующих их преобразованиях в условиях повышенного химического потенциала калия оказались неустойчивыми.

Хлорит — наиболее распространенный (до 45%) минерал метаморфических сланцев, в которых ассоциирует с кварцем, альбитом, мусковитом, зеленовато-бурым биотитом и, реже, гранатом. Он представлен в основном бледно-зеленым пеннином, и судя по значительной вариации оптических свойств $N_g \approx N_m=1,634-1,40$, $N_\alpha - N_p=0,004-0,012$, характеризуется переменным составом, зависящим от химизма пород. Общая железистость его, рассчитанная по уравнению линейной регрессии $F=24+930(N_m-1,600) \pm 5,66$ ат. %, выведенному для хлоритов К. Б. Кепежинским (1965), в ассоциации с мусковитом составляет 55% ($N_m=1,634$), с биотитом возрастает до 60% ($N_m=1,640$). Эти значения, в общем совпадающие с данными, полученными по корреляционной диаграмме состав — оптика (Дир и др., 1966), приняты нами за предельные при парагенетическом анализе. Обращает на себя внимание, что железистость хлорита близка к железистости сосуществующего биотита, но всегда несколько ниже, что вероятно обусловлено различием температурных условий их формирования.

Минеральные парагенезисы и фациальные особенности пород

Как указывалось, кварц и плагиоклаз являются сквозными минералами, присутствующими во всех породах. Поэтому свойственные им минеральные парагенезисы определяются в основном рассмотренными выше типоморфными минералами. Их соотношения и зависимость от состава пород и условий метаморфизма особенно наглядны в системе: $MgO-FeO-AlO_{3/2}$ (Коржикский, 1936, 1957; Маракушев, 1965; и др.). Породы зеленосланцевой фации преимущественно развиты в маляндской и верхней части хондизинской свит.

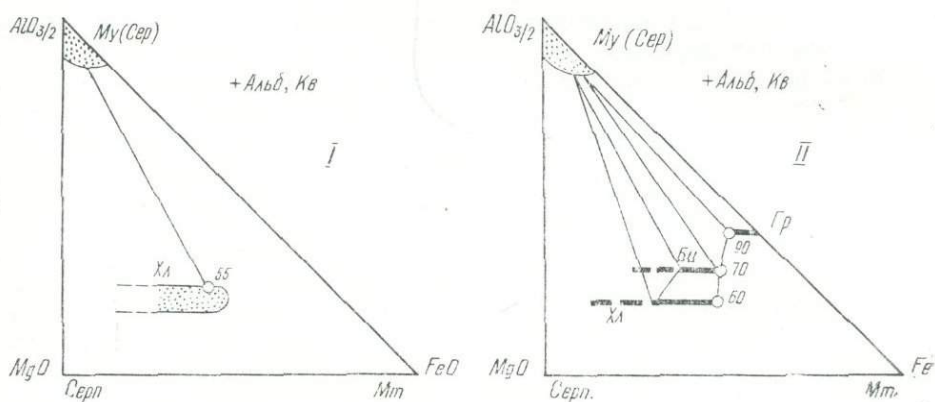


Рис. 36. Парагенезисы глиноземистых пород зеленосланцевой фации.

I — мусковит-хлоритовая субфация, II — биотит-хлоритовая субфация.

Наиболее низкотемпературные метаморфические породы этой группы, отвечающие мусковит-хлоритовой субфации, характеризуются парагенезисом железо-магнезиального хлорита с мусковитом (серицитом), в присутствии кварца, альбита, магнетита и карбоната (рис. 36, I). По полученным данным, максимальная железистость хлорита в этом парагенезисе составляет 55%, но он может существовать и в области более магнезиальных составов.

При повышении степени метаморфизма в породах появляется зеленовато-бурый биотит, а в железистых их разностях по мере исчезновения хлорита — и гранат, изограды которых служат соответственно верхней и нижней границами биотит-хлоритовой субфации (рис. 36, II). Эти преобразования схематически можно представить реакцией типа $Хл + Му (сер) + Кв = Хл + Би + Гр + H_2O$. В зависимости от состава пород возникает несколько трех- и двухминеральных парагенезисов, в которых максимальная железистость хлорита достигает 60%, биотита — 70%, а граната — 90%. С уменьшением в породах количества мусковита равновесие биотита и хлорита смещается в магнезиальную область. Непременными составными частями этих парагенезисов являются также кварц, альбит и иногда эпидот.

Кристаллические сланцы и метаморфизованные песчаники нижней части разреза толщи относятся в основном к эпидот-амфиболитовой фации. При их метаморфизме отчетливо проявлялось влияние дифференцированного режима щелочей.

Как в Байсунской, так и Южно-Гиссарской зонах наиболее широко распространены породы, сформировавшиеся в условиях повышенного химического потенциала калия. Типоморфными минералами для них являются биотит, гранат, кордиерит и андалузит, в присутствии мусковита, олигоклаза и кварца (рис. 37, I). Обращает на себя внимание, что в наиболее распространенном гранат-биотитовом парагенезисе, свойственном обогащенным железом породам, зафиксирована максимальная железистость биотита — 71% и граната — 87%, а также появляется магнетит. В трехминеральном андалузит-гранат-биотитовом парагенезисе она снижается соответственно до 57 и 83%. В породах, характеризую-

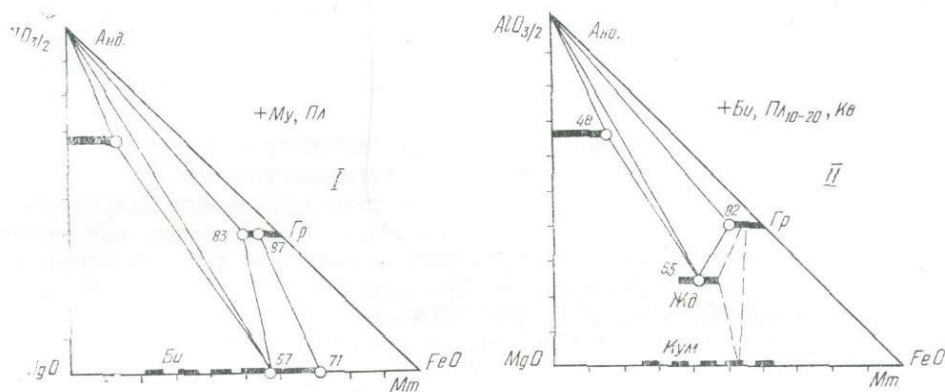


Рис. 37. Парагенезисы глиноземистых пород эпидот-амфиболитовой фации.

I — насыщенных калием, II — недосыщенных калием.

щихся еще большим отношением магния к железу вместо граната появляется кордиерит, а поле устойчивости биотита расширяется в магнетизальную область.

Таким образом, очевидна зависимость этих парагенезисов и состава минералов от исходного состава пород, свидетельствующая об изохимическом (в отношении инертных компонентов) характере обусловившего их метаморфизма.

Как указывалось, породы, сформировавшиеся в условиях пониженного химического потенциала калия, имеют реликтовый характер и встречаются исключительно в Южно-Гиссарской подзоне. Главная их особенность заключается в том, что в свойственной им минеральной ассоциации биотит заменен близким к нему по составу, но не содержащим калия жедритом (рис. 37, II). Кроме того, вместо андалузита в ней, вероятно, более устойчив кианит, обнаруженный в сланцах бассейна р. Шатрут. В зависимости от состава пород, эти минералы образуют парагенезисы с гранатом ($F=82\%$) или кордиеритом ($F=48\%$) при постоянном присутствии олигоклаза и кварца. Намеченное поле составов кианит-кордиерит-жедритового парагенезиса оказалось очень узким, что, возможно, обусловлено ошибкой определения железистости кордиерита по оптическим данным. В ассоциации с жедритом и гранатом были встречены также мелкие выделения куммингтонита. Однако состав его определить не удалось, в связи с чем положение соответствующего парагенезиса на диаграмме показано предположительно.

Как было подчеркнуто А. А. Маракушевым (1965), жедрит в присутствии кварца очень неустойчив и уже при незначительном повышении химического потенциала калия, еще до появления мусковита, за-

мещается биотитом в соответствии с общей реакцией типа: $Гр + Корд + Жд + (K_2O) = Би + Анд + Кв$. Подобное замещение повсеместно фиксируется в этих породах, свидетельствуя о принадлежности их к продуктам раннего этапа метаморфизма нижнепалеозойского комплекса, проявлявшегося в Южно-Гиссарской подзоне в условиях повышенных давлений и недосыщенности калием.

В пределах Байсунской подзоны, как указывалось, такие породы отсутствуют, а разновозрастные метаморфические образования, судя по широкому распространению парагенезисов с биотитом, мусковитом, кордиеритом и андалузитом, сформировались при умеренных давлениях и повышенной активности калия. Таким образом, в один и тот же этап формирования рассматриваемого комплекса в общем изофациальные метаморфические процессы в этих структурно-формационных зонах проявлялись в существенно различных термодинамических и геохимических условиях.

В заключение отметим, что в кристаллических сланцах эпидот-амфиболитовой фации по мере повышения температуры наблюдается отчетливая тенденция к увеличению количества андалузита, кордиерита и граната за счет биотита и мусковита. Она может быть выражена следующей реакцией замещения, рассчитанной с учетом конкретных составов минералов: $3,6 \cdot Би_{70} + 10,4 Му + 22,0 Кв = 8,8 Анд + 6,0 Корд_{40} + 2,2 Гр_{87} + 17,6 H_2O + 8,8 K_2O$, $\Delta V = 60,8 \text{ см}^3$. При этом, очевидно, в связи с возросшей плотностью, существенно уменьшается объем новообразованных продуктов метаморфизма, и высвобождаются значительные количества воды и калия. В зависимости от условий, калий может либо остаться на месте с образованием калиевого полевого шпата, либо мигрировать в водных растворах в вышележащие толщи, обусловливая их метасоматические преобразования. Поскольку в рассматриваемых сланцах калиевый полевой шпат практически отсутствует, более вероятен вынос из них калия с фиксацией в породах зеленосланцевой и филлитовой фации, чем и обусловлено, по-видимому, широкое развитие в них мусковита и серицита.

Таким образом, эти метаморфические преобразования пород по своему характеру в общем отвечают процессу дегранитизации, рассмотренному нами выше при характеристике переходной зоны от амфиболитовой фации к гранулитовой, но в данном случае проявились в среднетемпературных условиях. Базификация пород, сопровождавшаяся высвобождением избыточных количеств воды и щелочей, составляющих сущность этого процесса, очевидно началась еще на ранних стадиях их метаморфических преобразований и поэтапно нарастала по мере повышения температуры и давления. В связи с этим вполне можно присоединиться к мнению некоторых исследователей (Великославинский, 1966, 1972; и др.) о том, что прогрессивному региональному метаморфизму свойственна общая тенденция к дегранитизации пород.

ИЗВЕСТКОВО-АЛЮМОСИЛИКАТНЫЕ (АМФИБОЛОВЫЕ) ПОРОДЫ

Петрографическая характеристика

К этой группе относятся сравнительно обогащенные кальцием амфиболсодержащие породы сарытузской и хондизинской свит. В маляндской свите они практически отсутствуют. Среди них преобладают метабазиты основного и среднего состава с сохранившимися местами реликтами миндалекаменной и порфировой структуры, но встречаются

и парасланцы, возникшие, вероятно, за счет вулканомиктовых и мергелистых отложений. В верховьях Коктепе — правого притока р. Шатрут, нами обнаружен прослой (3,5 м) роговообманковых сланцев с обильной (до 15%) сингенетичной вкрапленностью апатита (в породе $P_2O_5=2,65$ вес. %, табл. 28 пр. № 631^a), которые, вероятно, являются результатом метаморфизма фосфоритистых осадков.

По степени метаморфизма эти породы, как и метапелитовые, отчетливо подразделяются на кристаллические и метаморфические сланцы, различающиеся текстурно-структурными особенностями и минеральным составом. Кроме того, можно выделить амфиболиты, представляющие собой наиболее раскристаллизованные меланократовые разности кристаллических сланцев.

Кристаллические сланцы и амфиболиты. Самые мощные горизонты и пачки этих пород, приуроченные к сарытузской и нижней части разреза хондизинской свит, обнажаются в верховьях р. Аксу, на правобережье р. Танхазы в бассейнах рек Урах, Кштут и на других участках (рис. 33). Благодаря большей устойчивости к выветриванию, они четко выделяются в рельефе и резко отличаются от окружающих метапелитовых сланцев и песчаников своей почти черной, слегка зеленоватой окраской и плотным среднезернистым сложением. Они характеризуются отчетливой сланцеватостью, иногда слабой полосчатостью и по составу подразделяются на куммингтонитовые, гранат-роговообманковые, жедрит-роговообманковые и плагиоклаз-роговообманковые разности (рис. 38).

Наиболее распространены среди них плагиоклаз-роговообманковые сланцы и амфиболиты. Это преимущественно мезократовые и меланократовые породы с нематогранобластовой или гранобластовой структурой, состоящие из олигоклаза (25—40%), бледно-зеленой малоглиноземистой или, реже, обыкновенной роговой обманки (35—70%), эпидота (до 15%), кварца (до 20%) и небольшой примеси слюд. Биотит образует как самостоятельные чешуйки, так и развивается по роговой обманке, а появление мусковита всегда обусловлено наложенными процессами. Акцессорные минералы представлены в них многочисленными довольно крупными (до 0,3 мм) выделениями сфена, а также единичными включениями апатита, циркона и магнетита. В упоминавшемся выше обогащенном фосфором сланце апатит является не акцессорным, а породообразующим минералом.

В этих породах часто встречаются также редкие мелкие (до 0,5 мм) изометричные выделения розового граната. Иногда содержание его поднимается до 10%, что позволяет выделить самостоятельный тип гранат-роговообманковых сланцев и амфиболитов.

В Южно-Гиссарской подзоне, в пределах Туполангского блока, среди преобладающих обычных гранатсодержащих плагиоклаз-роговообманковых кристаллических сланцев обнаружены также куммингтонит-роговообманковые и жедрит-роговообманковые сланцы. Особенно широко развиты первые из них. На правобережье р. Туполанг, вблизи впадения в нее р. Кштут, был встречен даже линзовидный прослой (2,5—3 м) крупнозернистого почти мономинерального куммингтонитового амфиболита (рис. 38, а). В этих сланцах куммингтонит в ассоциации с олигоклазом, кварцем и, реже, гранатом образует маломощные (до 1 м) прослои и неправильные по форме участки в общей массе обычных плагиоклаз-роговообманковых сланцев. Причем, обычно в той или иной степени он замещен роговой обманкой и биотитом. Жедрит встречается в них значительно реже, в виде рассеянных мелких корродированных выделений, также интенсивно замещенных биотитом.

Общая мощность пачки, в которой обнаружены амфиболовые сланцы с куммингтонитом и жедритом, не превышает 200 м. К этой же пачке в основном приурочены и прослой жедритсодержащих метапелитовых кристаллических сланцев. Из сказанного ясно, что эти породы также имеют реликтовый характер и сформировались в аналогичных термодинамических и геохимических условиях.

Метаморфические сланцы. Это обычно темные зеленовато-серые мелкозернистые или порфиробластические сланцеватые породы с нематобластовой, лепидонематобластовой или нематогранобластовой структурой. Они сложены в основном ориентированным по сланцеватости

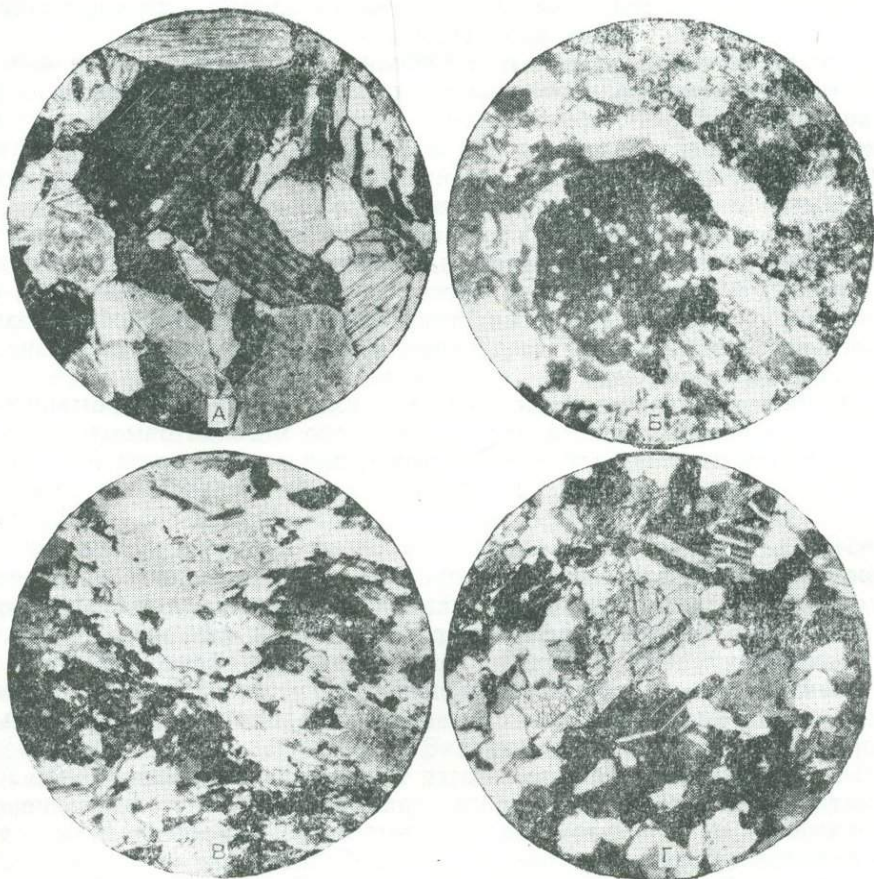


Рис. 38. Амфиболовые сланцы и амфиболиты нижнепалеозойского комплекса.

А — куммингтонитовый, Б — гранат-роговообманковый, В — жедрит-биотит — роговообманковый, Г — амфибол-кварц-полевошпатовый. Шкифы николи+.

тости тонкопризматическим актинолитом, часто в ассоциации с биотитом, мусковитом или эпидотом и хлоритом, заключенными в мелкозернистом (до 0,3 мм) агрегате кварца и альбита, иногда с примесью эпидота и карбоната. Акцессорные минералы представлены в них мелкими неправильными скоплениями тонкокристаллического лейкоксенизированного сфена, редкими иголочками апатита, пиритом и магнетитом. Количественные соотношения главных минералов крайне не постоянные, в связи с чем различаются хлорит-актинолитовые, слюдисто-актинолитовые, эпидот-актинолитовые и собственно кварц-альбит-актино-

литовые разновидности сланцев, связанные постепенными переходами.

Главную роль в составе этих сланцев играет актинолит, составляющий до 70% их объема. Он нередко концентрируется в почти мономинеральные скопления и полосы или образует довольно крупные

Таблица 28

Результаты химического анализа амфиболовых сланцев и амфиболитов
нижнепалеозойского метаморфического комплекса, вес. %

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
Ш-120	47,04	1,16	17,34	3,16	5,99	0,16	8,60	9,80	2,26
К-269	48,02	1,43	18,27	1,01	8,46	—	7,20	10,60	2,29
К-279 _a	45,31	1,42	22,52	2,20	7,75	1,00	3,73	8,85	2,66
П-631 ^a	60,00	0,48	13,29	1,46	5,18	0,18	4,29	8,75	0,34
П-689 ^b	49,58	0,22	10,15	1,06	7,92	0,26	4,62	18,80	1,53
П-966	49,40	1,03	15,23	—	12,24	Сл.	7,60	9,80	2,94
П-981 ^a	65,90	0,21	9,98	—	9,47	0,11	4,20	6,18	2,22
К-1091	49,57	0,56	20,26	0,80	5,48	1,00	4,53	13,40	1,78
К-1091 ^a	49,44	0,50	8,56	2,44	6,82	0,15	18,72	10,15	0,80
К-1091ж	46,10	1,77	11,00	1,00	12,60	0,47	11,00	11,20	1,10
К-3040	60,00	0,36	13,53	0,95	7,23	0,16	5,65	7,11	1,50

Номер пробы	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	SO ₂	П.п.п.	Сумма
Ш-120	1,74	0,10	2,46	0,19	—	—	0,20	100,01
К-269	1,20	—	—	—	—	—	1,30	99,78
К-279 _a	1,73	—	—	—	—	—	2,44	99,61
П-631 ^a	1,36	2,65	—	0,58	—	—	1,40	99,96
П-689 ^b	2,71	—	1,11	—	0,77	—	0,79	99,52
П-966	1,02	0,14	—	0,28	0,55	—	—	100,23
П-981 ^a	1,27	0,14	—	0,10	0,43	—	—	100,21
К-1091	1,06	—	—	—	—	—	1,24	99,70
К-1091 ^a	0,40	0,11	—	0,16	—	—	1,58	99,67
К-1091ж	0,91	0,14	0,38	—	0,20	0,54	1,78	100,19
П-3040	1,60	0,07	—	0,02	0,42	—	1,62	99,78

Пробы: Ш-120—амфиболит, басс. р. Танхазы, П-631^a—амфиболит с большей (6%) примесью апатита, П-966—амфиболит, басс. р. Урах, П-3040—амфиболит с гранатом, басс. р. Хондизы, верховья р. Коктеп; П-689^b—амфиболовый сланец, верховья р. Маянгур; К-269, К-279, К-1091, К-1091^a, К-1091ж; П-981^a—амфиболовые сланцы и амфиболиты среднего течения р. Туполанг и бассейна р. Кштут.

(до 3 мм) порфиробласты с неправильными занозистыми контурами. По мере повышения степени метаморфизма пород, выделения актинолита приобретают все более ограниченную форму и с переходом к кристаллическим сланцам сменяются гипидноморфными табличками бледно-зеленой малоглиноземистой роговой обманки. Одновременно в них постепенно исчезают карбонат и хлорит, вместо них образуются биотит и эпидот, что также сопровождается появлением олигоклаза вместо альбита.

В связи с относительно слабой степенью раскристаллизации этих сланцев, в них часто сохраняются реликты алевролитовой и псаммитовой, а также миндалекаменной и порфировой структур. Причем по формам ограничений и составу нередко распознаются псевдоморфозы актинолита, эпидота и рудного минерала по первичным амфиболам и пироксенам, а также альбита и эпидота или карбоната по плагиокла-

зам. Все это свидетельствует о довольно разнообразном исходном составе всех этих пород.

Судя по результатам имеющихся химических анализов (табл. 28, рис. 35), рассматриваемые сланцы и амфиболиты по соотношениям главных петрогенных компонентов варьируют в довольно широких пределах. Резко выделяющиеся среди них различия с минимальным (пр. 1092^ж) и максимальным (пр. 120) содержанием глинозема несомненно относятся к парапородам и образовались за счет мергелистых отложений с различной примесью пелитового материала. Кроме того, можно наметить две группы пород, представляющих метабазиты основного и среднего состава, различающихся в основном по отношению кремния и алюминия к феррическим компонентам. Биотитсодержащие их различия характеризуются максимальными содержаниями глинозема и щелочей. Содержание этих компонентов еще более возрастает в контактово-метаморфизованных амфиболитах и роговообманковых сланцах, которые образуют довольно компактную петрохимическую группу, приближающуюся по составу к метапелитовым кристаллическим сланцам. В заключение отметим, что в зависимости от характера и степени метаморфизма рассматриваемые породы, также как и метапелитовые, существенно различаются по соотношениям щелочей. В метаморфических сланцах главную роль играет натрий, но в кристаллических наоборот, резко возрастает значение калия. Причем отношение его к натрию в последних выдерживается на постоянном уровне, вероятно, определяемом условиями метаморфизма. В контактово-метаморфизованных породах калий также преобладает над натрием, но в меньшей степени, чем в кристаллических сланцах.

Главнейшие особенности типоморфных минералов

Минеральные парагенезисы рассматриваемых пород в основном определяются закономерными сочетаниями преобладающих плагиоклазов и амфиболов с эпидотом, гранатом, биотитом и хлоритом.

Плагиоклазы — неперменный и существенный (20—55%) компонент всех этих пород. В метаморфических сланцах они представлены исключительно альбитом (№ 5—10), а в кристаллических сланцах и амфиболитах — олигоклазом (№ 15—30). Различные по размерам (до 0,5 мм) неправильные и гипидиоморфные их выделения в ассоциации с другими минералами обычно составляют мелко-среднезернистую их основную массу, но иногда образуют также довольно крупные (до 3 мм) порфириобласты, нередко зонального строения. Причем, отмечалась как прямая, так и обратная зональность, обусловленная в первом случае повышением степени метаморфизма пород, а во втором — наложенной альбитизацией.

Амфиболы — наиболее распространенные (20—70%) и важные темноцветные типоморфные минералы. Как отмечалось, главную роль среди них играют моноклинные кальциевые амфиболы актинолит-роговообманкового ряда. Он включает собственно актинолит, бледно-зеленую малоглиноземистую роговую обманку и обыкновенную роговую обманку, последовательно сменяющие друг друга по мере повышения степени метаморфизма. Значительно реже встречаются бескальциевые магниально-железистые как моноклинные (куммингтонит), так и ромбические (жедрит) амфиболы.

Актинолит — типоморфный минерал метаморфических сланцев, в которых его содержание достигает 70%. Он образует тонкопри-

зматические выделения в мелкозернистой основной их массе, а также более крупные (до 3 мм) порфибласты и ассоциирует с кварцем, альбитом, кальцитом, эпидотом, хлоритом и биотитом. Оптические свойства его: $CNg=12-16^\circ$, $Ng=1,653-1,642$, $Nm=1,642-1,636$, $Np=1,633-1,624$, $Ng=0,018-0,020$, $-2v=78-82^\circ$. Исходя из этих данных, по существующим корреляционным графикам (Трёгер, 1958; Дир и др., 1965; Костюк, 1970) общая его железистость колеблется в пределах 22—35%.

Бледно-зеленая роговая обманка характерна для кристаллических сланцев, в которых образует более крупные (до 1 мм) гипидиоморфные выделения в ассоциации с кварцем, олигоклазом (№ 15—22), эпидотом, биотитом и гранатом. Судя по оптическим

Таблица 29

Результаты химического анализа амфиболов из пород нижнепалеозойского метаморфического комплекса, вес. %

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
П-636 ^в	45,10	1,24	20,59	4,40	7,20	0,17	5,20	12,00
Ш-558	51,20	0,93	5,92	2,41	7,90	0,15	17,25	11,39
К-1091	46,20	1,53	10,78	2,10	10,34	0,39	14,59	12,10
К-1091 ^ж	46,50	1,28	11,02	0,81	10,44	0,45	14,81	12,20
К-2012/2	44,15	1,84	13,74	4,02	14,76	0,52	7,70	100,00
К-246 ^ж	54,78	0,15	3,99	2,73	6,56	0,22	19,11	11,26
П-1091 ^а	49,44	0,50	8,56	2,44	6,82	0,15	18,72	10,05
П-3040	53,72	0,50	13,98	1,39	10,42	0,20	6,96	7,50

Номер образца	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма
П-636 ^в	0,70	2,19	1,06	—	—	—	100,15
Ш-558	—	0,48	1,89	—	0,35	0,09	99,90
К-1091	0,52	0,92	—	0,62	—	0,20	100,09
К-1091 ^ж	0,84	0,92	—	0,70	—	0,20	99,98
К-2012/2	1,36	1,02	—	0,90	—	0,20	100,01
К-246 ^ж	0,20	0,20	0,36	0,02	0,05	0,06	99,61
П-1091 ^а	0,40	0,80	1,58	0,16	0,11	—	99,67
П-3040	1,07	1,28	2,56	—	0,10	0,05	99,68

свойствам $Ng=1,687-1,671$, $Nm=1,679-1,665$, $Np=1,668-1,651$, $Ng-Np=0,018-0,022$, $CNg=15-22^\circ$, $2v=70-78^\circ$) общая ее железистость составляет от 30 до 53%, что подтверждается и результатами химических анализов (табл. 29, 30, пр. 558).

Обыкновенная роговая обманка свойственна кристаллическим сланцам и приконтактовым гнейсам и амфиболитам, в которых образует различные по размерам (0,2—1,8 мм) гипидиоморфные выделения в количестве от 10—15 до 80%. С малоглиноземистой бледно-зеленой она связана постепенным переходом, отличаясь повышенными показателями преломления и двупреломления и другими признаками. В парагенезисах с ней обычны гранат и плагиоклаз повышенной основности (№ 22—30, 45), что свидетельствует о более высокотемпературных условиях ее образования. По окраске различаются голубовато-зеленая, обычная буровато-зеленая, бурая и почти бесцветная в шлифах разновидности роговой обманки. Они существенно различаются также по химическому составу (табл. 29, 30) и оптическим свойствам

(Ng=1,694—1,677, Nm=1,682—1,667, Np=1,671—1,658, Ng—Np=0,020—0,024, CNg=18—22°, 2v=56—72°).

Голубовато-зеленая роговая обманка некоторыми исследователями отождествлялась с малоглиноземистой низкотемпературной роговой обманкой, близкой к актинолиту. Однако, в данном случае она (пр. 2012/2) практически не отличается по глиноземистости от других роговых обманок и является наиболее высокотемпературной, встречаясь в ксенолитах амфиболитов среди гранитов. Температура ее образования по амфибол-плаггиоклазовому геотермометру (см. табл. 31)—650°C.

Таблица 30

Результаты пересчетов химического анализа амфиболов из пород нижнепалеозойского метаморфического комплекса

Номер пробы	Коэффициенты кристаллохимических формул									
	K	Na	Ca	X	Mg	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Ti	Mn	Al _{VI}
П—636 ^в	0,15	0,62	1,89	2,64	1,22	0,90	0,50	0,03	0,02	2,33
Ш—558	0,06	0,39	0,87	1,32	2,58	1,56	0,46	0,15	0,03	0,59
К—1091	0,09	0,25	1,83	2,17	3,07	1,22	0,22	0,10	0,05	0,33
К—1091 ^ж	0,25	0,15	1,85	2,25	3,13	1,23	0,09	0,14	0,05	0,41
К—2012/2	0,25	0,29	1,57	2,11	1,68	1,81	0,45	0,20	0,06	0,86
К—246 ^ж	0,03	0,05	1,67	2,00	3,94	0,76	0,28	0,02	0,02	0,23
П—1091 ^а	0,07	0,21	1,48	2,00	3,83	0,78	0,24	0,04	0,17	0,18
П—3040/1	0,21	0,37	1,17	2,00	1,51	1,27	0,16	0,05	0,02	2,24

Номер пробы						Дополнительные коэффициенты				
	y	Si	Al _{IV}	Z	OH	f	F	a _{sl}	a _{ca}	a _{VI}
П—636 ^в	5,0	6,72	1,28	8,0	1,01	42,4	53,4	16,0	28,9	47,6
Ш—558	5,0	6,75	1,25	8,0	0,27	37,6	44,2	15,6	34,0	15,4
К—1091	5,0	6,53	1,47	8,0	2,51	28,4	30,2	18,4	15,6	9,8
К—1091 ^ж	5,0	6,58	1,42	8,0	2,44	28,3	29,0	17,8	17,7	10,9
К—2012/2	5,0	6,48	1,52	8,0	1,90	51,8	54,7	19,0	25,5	20,0
К—246 ^ж	5,0	7,58	0,42	8,0	0,33	16,1	20,9	5,3	4,6	10,1
П—1091 ^а	5,0	6,80	1,20	8,0	1,47	16,8	21,0	15,0	15,9	6,6
П—3040/1	5,0	7,84	0,16	8,0	0,29	45,60	48,5	2,0	33,14	49,6

По оптическим свойствам, составу и, по-видимому, условиям кристаллизации, она весьма близка к гастингситовой роговой обманке амфиболитовой фации докембрийского комплекса.

Буровато-зеленая и бурая роговые обманки характерны для большинства амфиболовых гнейсов и амфиболитов, а бесцветная — образует крупнокристаллические почти мономинеральные линзы среди этих пород. По сравнению с роговыми обманками амфиболитовой фации (рис. 19, 20) они характеризуются меньшим содержанием октаэдрического алюминия и пониженной щелочностью. Обращает на себя внимание закономерное снижение общей железистости и титанистости этих разновидностей роговой обманки в указанной выше последовательности. Голубовато-зеленая роговая обманка (пр. 2012/2) характеризуется максимальными железистостью (57,3%) и титанистостью (4,8%). В буровато-зеленой (пр. 636^в, 3040/3) эти параметры снижаются соответственно до 53,3—48,5% и 3,26—1,67%, бурой — до 32,0—29,6% и 3,6—3,05% и бесцветной (пр. 246^ж, 1091^а) до 21,0% и 0,8—0,4%. Отмеченная эволюция состава, вероятно, обусловлена снижением темпера-

туры кристаллизации, но не исключена также возможность, что мало-железистая бесцветная роговая обманка характерна лишь для специфических существенно магнезиальных пород.

Куммингтонит встречается в небольшом количестве в отдельных прослоях роговообманковых сланцев и гнейсов в виде бесцветных типидиоморфных или неправильных корродированных выделений с отчетливой спайностью и дополнительной диагональной штриховкой. По оптическим свойствам ($N_g=1,661-1,659$, $N_m=1,650-1,644$, $N_p=1,636-1,631$, $N_g-N_p=0,025-0,028$, $CN_g=19-25^\circ$, $2V=72-76^\circ$) в соответствии с корреляционной диаграммой (Костюк, 1969) общая его железистость составляет 35—40%. В большинстве случаев он является реликтовым метастабильным минералом и часто замещается зеленовато-бурой обыкновенной роговой обманкой и биотитом.

Эпидот — типоморфный минерал как метаморфических, так и кристаллических сланцев, в которых он установлен в количестве от 5 до 20%.

В первых из них эпидот обычно приурочен в ассоциации с альбитом, актинолитом, хлоритом и другими минералами к мелкозернистой основной массе и, реже, образует более крупные (до 0,3 мм) выделения с сочной фисташково-зеленой окраской и яркими аномальными цветами интерференции. Оптические свойства его: $N_g=1,773-1,769$, $N_g-N_p=0,042-0,046$, $2V=72-74^\circ$. Как известно, состав эпидотов хорошо коррелируется с их двупреломлением и углами оптических осей (Винчелл, 1953; Кебезинская, Хлестов, 1971). Исходя из приведенных оптических данных, по имеющимся корреляционным диаграммам общая железистость его в этих породах составляет 28—30%.

В кристаллических сланцах эпидот представлен более бледно окрашенными разностями и образует различные по размерам (0,1—0,5 мм) типидиоморфные выделения с отчетливой спайностью и иногда слабо зональным строением. Судя по оптическим данным ($N_g=1,764$, $N_m=1,746$, $N_p=1,725$, $N_g-N_p=0,039$, $2V=78^\circ$), его общая железистость в ассоциациях с бледно-зеленой роговой обманкой и кислым олигоклазом (№ 15—22) составляет 20—22%, а в парагенезисах с обыкновенной роговой обманкой и олигоклазом более основного состава — снижается до 10% ($N_g-N_p=0,012$, $2V=88^\circ$). В контактово-метаморфизованных разностях этих пород встречаются еще менее железистые эпидоты, близкие к клиноцоизиту. Таким образом, отчетливо устанавливается последовательное уменьшение железистости эпидотов с повышением степени метаморфизма пород.

Гранат встречается в кристаллических сланцах в количестве до 10% и образует в них изометричные или ксеноморфные выделения, часто приуроченные к интерстициям табличек олигоклаза и роговой обманки. Судя по оптическим свойствам ($N=1,798-1,805$), а также корреляционным графикам сосуществующих пар Гр—Роr и Гр—Би, общая железистость его составляет 82—85%. По результатам химического анализа он представлен альмандином (Альм — 53,1%, Пир — 8,8%, Андр — 25,0%, Грос — 12,8%, Спес — 1,3%) с повышенным содержанием андрадит — гроссуляровой составляющей.

Биотит — довольно распространенный (до 15%) типоморфный минерал как метаморфических, так и кристаллических сланцев, в которых он сосуществует с кварцем, различными плагиоклазами, амфиболами и гранатом, замещая куммингтонит и жедрит. Однако в некоторых их разностях он развивается также по роговым обманкам и гранату, что обусловлено локальным повышением активности калия или наложенными процессами.

В метаморфических сланцах биотит обычно представлен зеленовато-бурой модификацией, образующей мелкочешуйчатые выделения в основной массе. Примечательно, что в ассоциации с железистым актинолитом ($F=55, \%$) биотит, судя по оптическим данным ($N_g=1,654$, $N_r=1,621$, $N_g - N_r=0,033$), а также существующим корреляционным диаграммам (Кориковский, 1967; Ушакова, 1971; и др.), характеризуется аналогичной железистостью ($55 \pm 5 \%$).

В кристаллических сланцах и амфиболитах биотит чаще представлен более высокотемпературной бурой модификацией. Однако, судя по оптическим данным ($N_g=1,558$, $N_g - N_r=0,046-0,048$), по железистости ($F=57 \pm 3,4 \%$) он весьма близок к сосуществующим роговым обманкам ($F=38-60 \%$). Даже у биотита, замещающего куммингтонит, железистость составляет 50%. Все это позволяет предполагать, что железистость порядка 55—60% отвечает экстремальному состоянию равновесия в биотит-амфиболовых парагенезисах.

Некоторое представление об общем составе биотитов из роговообманковых кристаллических сланцев можно получить по результатам химического анализа пробы К—2012 (табл. 26 и 27). Они также, как и биотиты из метапелитовых пород нижнепалеозойского комплекса, принадлежат к истонит-сидерофиллитовому изоморфному ряду слюды, но содержат существенную примесь до (30%) флогопит-аннитовых компонентов (рис. 9). Характерны для них также возросшая за счет натрия щелочность (рис. 10) и низкая глиноземистость (рис. 12), что отличает их от биотитов из пород амфиболитовой фации докембрийского комплекса. Пониженное содержание алюминия в шестерной координации — специфическая особенность биотитов из амфиболовых пород различной степени метаморфизма, но в этих биотитах оно достигает почти минимальных значений. Железистость проанализированного биотита составляет 51,5%, что подтверждается и определениями по оптическим данным. Поэтому можно полагать, что по составу он еще не достиг экстремального состояния в равновесии с роговой обманкой.

Хлорит — типоморфный минерал метаморфических сланцев, составляющий до 30% их объема. Он ассоциирует в них с кварцем, альбитом, кальцитом, актинолитом и, реже, эпидотом и биотитом и определяет наиболее низкотемпературную ступень метаморфических преобразований пород. Состав его не изучен.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Соотношения минеральных парагенезисов и зависимость их от исходного состава и условий метаморфизма этих пород целесообразнее рассмотреть в системе: $CaO - (Mg, Fe) O - Al_2O_3$.

Самыми низкотемпературными образованиями являются метаморфические сланцы, которые по ассоциации и особенностям состава типоморфных минералов относятся к зеленосланцевой фации. Минеральные их парагенезисы определяются в основном соотношениями инертных компонентов и характеризуются закономерными сочетаниями актинолита, альбита, хлорита и эпидота в постоянном присутствии кварца и магнетита (рис. 39). Отчетливо различается три трехминеральных ($Акт + Эп + Кв$, $Акт + Эп + Альб$ и $Акт + Алб + Хл$) и пять двухминеральных ($Кв + Эп$, $Эп + Алб$, $Акт + Эп$, $Акт + Алб$ и $Акт + Хл$) парагенезисов, определяющих соответствующие петрографические типы этих пород. Эпидот в этих парагенезисах представлен наиболее же-

лезистой разностью ($F=30\%$). По мере повышения температуры и активности калия в сланцах появляется биотит и затем мусковит. Однако каких-либо изменений в составе типоморфных минералов при этом не наблюдается. Поэтому в данном случае, в отличие от метапелитовых сланцев, для выделения двух субфаций по температуре не имеется достаточно надежных критериев.

С повышением степени метаморфизма пород альбит сменяется олигоклазом, актинолит — бледно-зеленой роговой обманкой, уменьшается железистость эпидота (до 23%), а также исчезает хлорит и появляется гранат, что обуславливает переход к кристаллическим сланцам эпидот-амфиболитовой фации. При их формировании также отчетливо фиксируется влияние дифференцированного режима щелочей.

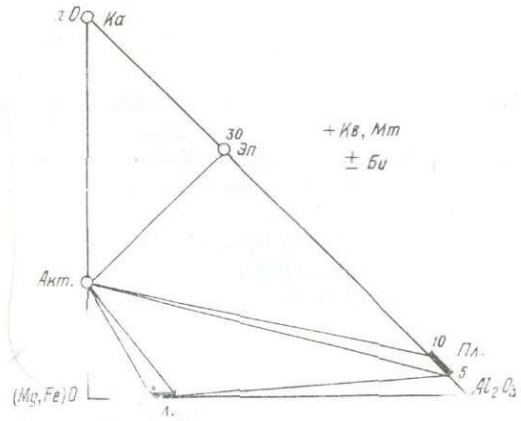


Рис. 39. Парагенезисы амфиболовых сланцев зеленосланцевой фации.

Наиболее распространены насыщенные калием роговообманковые сланцы и амфиболиты. В зависимости от исходного состава они характеризуются парагенезисами роговой обманки и олигоклаза (№ 15—30) с эпидотом или гранатом и биотитом в присутствии кварца и маг-

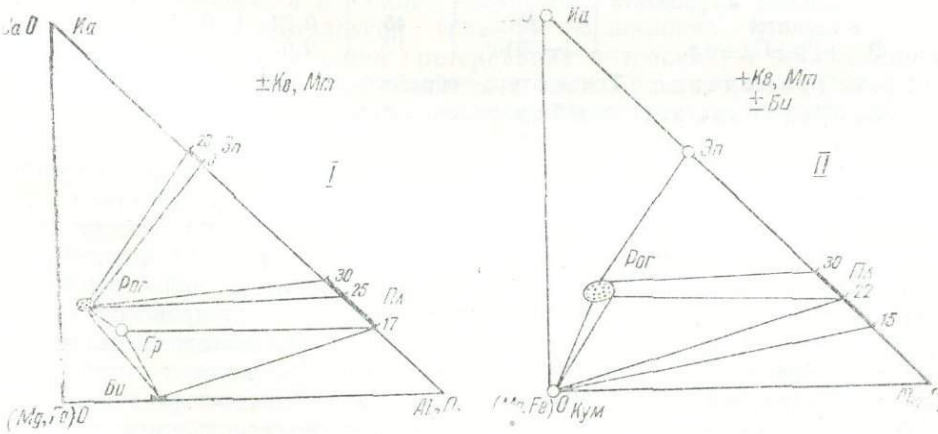


Рис. 40. Парагенезисы амфиболовых сланцев эпидот-амфиболитовой фации.

I — насыщенных калием, II — недосыщенных калием.

нетита (рис. 40, I). Влияние температуры сказывается на них появлением обыкновенной роговой обманки вместо бледно-зеленой с попутным сопряженным повышением основности олигоклаза (до № 30) и уменьшением железистости эпидота вплоть до появления клиноцоизита. Железистость сосуществующих биотита и роговой обманки при этом возрастает до 55—60% и становится почти одинаковой, т. е. равновесие между ними приближается к экстремальному состоянию (по

Д. С. Коржинскому). Все это позволяет наметить две последовательные температурные ступени в процессе метаморфизма этих пород.

Как видно на диаграмме, единственный бесплагноклазовый биотит-гранат-роговообманковый парагенезис определяется очень узким полем составов. Это полностью соответствует незначительной его распространенности в породах, в которых он слагает лишь отдельные маломощные прослои. Следует отметить также, что гранат-плагноклаз-роговообманковый парагенезис по мере снижения содержания кальция в породах непосредственно сменяется безамфиболовым гранат-биотит-плагноклазовым, свойственным метапелитовым сланцам. Это свидетельствует об аналогичности условий метаморфизма и тесной связи по составу всех этих пород, что подтверждается частой их перемежаемостью в разрезах.

Недосыщенные калием амфиболовые породы, как отмечалось, имеют реликтовый характер и свойственны только Южно-Гиссарской подзоне. От рассмотренных выше они отличаются тем, что в железо-маг-

Т а б л и ц а 31

Температура образования амфиболовых сланцев
нижнепалеозойского комплекса

Парагенезисы	Номер пробы	Номер плагноклаза	X_{Ca}^{Pog}	X_{Ca}^{Pl}	°С
Pog+Гр+Би+Пл+Кв	П-636*	20	0,72	0,202	475
Pog+Эп+Пл+Кв	Ш-558	25	0,65	0,248	530
Pog+Кум+Пл+Кв	К-1091	15	0,84	0,136	410
Pog+Кум+Пл+Кв	К-1091ж	15	0,82	0,136	420
Pog+Дя+Ви+Пл+Кв (ксенолит амфиболита в граните)	К-2012/2	45	0,74	0,454	650
Pog+Гр+Пл+Кв	П-3040/1	12	0,67	0,122	445

Примечание. Температура образования парагенезиса пр. № 3040/1 по гранат-роговообманковому геотермометру ($X_{Mg}^{Pog} = 0,54$, $X_{Ca}^{P} = 0,14$) равна 460°С.

незиальных их разностях вместо граната и биотита появляются бескальциевые амфиболы — куммингтонит и, реже, жедрит (рис. 40, II). Куммингтонит встречается в ассоциации с наиболее кислыми плагноклазами (№ 15—20) и по оптическим данным имеет железистость 32%. Ассоциирующая с ним роговая обманка по результатам химических анализов (табл. 29, 30, пр. 1091 и 1091ж) характеризуется минимальной железистостью ($F=29,0-30,2\%$) и глиноземистостью ($\alpha_{VI}=9,8-10,9\%$), что, видимо, обусловлено особенностями состава пород. Судя по почти аналогичной железистости куммингтонита и роговой обманки, равновесие между ними также приближается к экстремальному состоянию. При повышенных содержаниях кальция и в этих породах устойчивы обычные парагенезисы роговой обманки с плагноклазом и эпидотом. С увеличением химического потенциала калия куммингтонитовые парагенезисы сменяются биотитовыми.

По имеющимся данным о составе роговых обманок (табл. 29) и сосуществующих с ними плагноклазов нами с помощью геотермометра Л. Л. Перчука (1966, 1970) сделана попытка приближенно оценить возможные температурные условия образования всех этих пород (табл. 31).

Рассматриваемые породы сформировались при температурах 410—530°C, что в общем отвечает интервалу температур, намеченному Л. Л. Перчуком (1966, 1970) для эпидот-амфиболитовой фации. В контактово-метаморфизованных их разностях температура образования роговой обманки в парагенезисе с диопсидом возрастает до 650°C.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Эти породы в составе нижнепалеозойского метаморфического комплекса развиты незначительно и приурочены к сарытузской свите. Они представлены в основном светлыми средне-крупнозернистыми мраморами, наиболее мощные (до 100 м) горизонты которых обнажаются на правом берегу р. Танхазы. Единичные линзообразные их прослои мощностью до 3 м встречены также на левобережье р. Кштут и верховьях рек Урах и Чош. На всех этих участках они располагаются в пределах контактовых зон герцинских массивов гранитоидов и под их воздействием претерпели интенсивную перекристаллизацию и местами скарнирование. В современном своем виде мраморы обычно состоят из гранобластового агрегата кальцита с незначительной примесью кварца, а в скарнированных участках, с новообразованиями граната, диопсида, роговой обманки, везувиана и некоторых других минералов. Первичные минеральные парагенезисы периода регионального метаморфизма исходных карбонатных отложений в них не сохранились.

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Нижнепалеозойские метаморфические толщи прорываются многочисленными крупными массивами гранитоидов в Байсунской подзоне позднекаледонского, а в Южно-Гиссарской — ранне- и поздне-герцинских интрузивных комплексов (рис. 1). В широких (до 1,5—2 км) контактовых их ореолах они претерпевали интенсивную инъекционную мигматизацию, перекристаллизацию, а также разнообразные метаморфические минеральные преобразования. В результате слагающие их породы местами приобрели внешний облик и состав метаморфических образований амфиболитовой фации или разгнейсованных гранитоидов, как, например, на правом берегу р. Танхазы, в верховьях р. Туполанг и на других участках, в связи с чем относились некоторыми исследователями к докембрию или интрузивным образованиям. Однако наличие среди них скиалитов слабее метаморфизованных пород, четкая зональность в распоряжении различных продуктов метаморфизма вокруг интрузий, постепенные переходы к рассмотренным выше толщам и другие признаки не оставляют сомнения в контактово-метаморфической их природе и принадлежности к нижнепалеозойскому комплексу.

Изучение приконтактных ореолов наиболее крупных массивов гранитоидов как позднекаледонского (Обинаурузский, Гуматагский и др.), так и герцинского (Танхазинский, Туполангский, Маляндский, Мачетлинский и др.) возраста выявило принципиальное их сходство по характеру и последовательности проявления метаморфических процессов. Различия в основном заключаются в их интенсивности и масштабах, определяемых размерами интрузий. Это позволяет дать обобщенную характеристику обусловленных ими различных метаморфических образований и наметить некоторые общие закономерности контактового метаморфизма.

Наблюдаемые в контактовых ореолах разнообразные изменения вмещающих толщ являются результатом проявляющихся в тесной

взаимосвязи как собственно метаморфических структурных и минеральных перестроек пород, обусловленных в основном термальным воздействием интрузий, так и разнообразных метасоматических преобразований. Практически каждый контактовый ореол характеризуется горизонтальной зональностью, отражающей на том или ином уровне глубинности общее концентрически-зональное строение области взаимодействия внедрявшейся магмы с окружающей средой. В данном случае мы имеем дело в основном с мезоабиссальными сечениями, как было показано выше, характеризующимися фоновыми значениями температур и давлений эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

На уровне эпидот-амфиболитовой фации повсеместно можно наблюдать, как метapelитовые кристаллические сланцы с приближением к контактам гранитоидных массивов дополнительно перекристаллизуются и превращаются в средне-крупнозернистые разности. При этом нередко проявляется метаморфическая дифференциация вещества, обуславливающая перераспределение темных и светлых минералов и образование отчетливо полосчатых гнейсов. На более высоком структурном уровне, отвечающем зеленосланцевой фации, в контактовых ореолах крупных массивов подобные же преобразования претерпевают и метаморфические сланцы с превращением сначала в кристаллические и затем в гнейсы. Только вблизи удаленных апофиз и небольших тел гранитов за счет них иногда образуются породы мусковит-роговиковой и амфибол-роговиковой фаций, состоящих из мелкозернистого гранобластового агрегата кварца и полевых шпатов с небольшой примесью слюд и реже граната, кордиерита и некоторых других минералов.

Контактово-метаморфизованные кристаллические сланцы и гнейсы в сущности однотипные породы, различающиеся в основном структурно-текстурными особенностями и соотношением светлых и темноцветных минералов. Гнейсы обычно более лейкократовые и обогащены полевыми шпатами.

Эти породы состоят в основном (30—75%) из средне-крупнозернистого (0,5—3,0 мм) гранобластового агрегата кварца и плагиоклаза (№ 18—22), а в фельдшпатизированных разностях — и калиевого полевого шпата.

Биотит в них представлен обычной бурой модификацией и образует гипидиоморфные чешуйки или ксенобластовые лапчатые выделения. По результатам химического анализа (табл. 26, 27, пр. 2014) он практически не отличается по составу от биотитов исходных сланцев, что в общем подтверждается и оптическими данными. Можно отметить лишь несколько пониженную общую его железистость, которая в ассоциациях с гранатом составляет 58%, а с силлиманитом и кордиеритом соответственно снижается до 50 и 36%.

Гранат появляется только в обогащенных железом разностях пород в виде единичных мелких (до 1 мм) ксенобластовых выделений. Судя по оптическим данным, железистость его в ассоциации с биотитом составляет 80% (N=1,804), а с силлиманитом снижается до 75% (N=1,800). Совместно с кордиеритом он не встречается.

С приближением к гранитам в породах увеличивается количество кордиерита (до 30%) и вместо андалузита появляется силлиманит. Причем они часто развиваются по биотиту и нередко полностью его вытесняют.

Кордиерит обычно образует неправильные выделения размером до 2 мм, с периферии и по трещинкам замещенные пинитом. Однако в сланцах экзоконтактовой зоны Вахшиварского массива в верховьях р. Ушор (Сурхантау) встречены также крупные (до 2×7 см) его пор-

фириобласты. Общая железистость его по оптическим данным в ассоциации с силлиманитом составляет 33% ($N_g=1,553$, $N_p=1,542$, $N_g - N_p=0,011$, $2V=-75^\circ$), а с биотитом снижается до 23% ($N_g=1,548$, $N_p=1,539$, $N_g - N_p=0,009$, $2V=-80^\circ$).

Силлиманит ($N_g=1,677$, $N_g - N_p=0,021$) представлен фибролитом, образующим игольчатые выделения, а также сноповидные и спутанно-волоконистые агрегаты. Взаимоотношения его с андалузитом не наблюдались. Очевидно, они последовательно появлялись в породах по мере повышения температуры.

Акцессорные минералы в этих сланцах и гнейсах представлены единичными мелкими выделениями апатита, циркона, сфена, ортита и иногда магнетита.

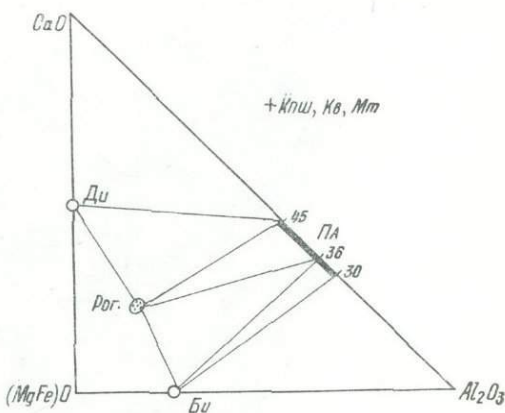
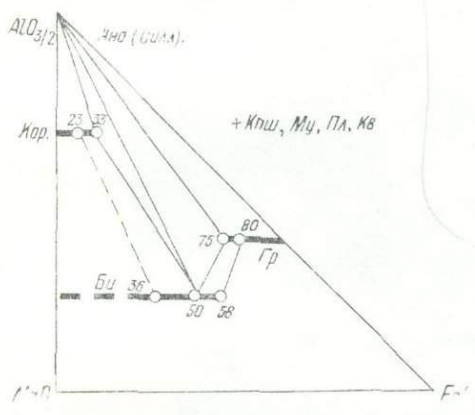


Рис. 41. Парагенезисы контактово-метаморфизованных метапелитовых пород.

Рис. 42. Парагенезисы контактово-метаморфизованных амфиболовых пород.

Как видно из вышеизложенного, под воздействием интрузий эти породы претерпели не только перекристаллизацию, но и существенные минеральные преобразования, обусловленные повышением температуры. В частности, по сравнению с исходными сланцами в них снижается железистость всех темноцветных минералов и вместо андалузита появляется силлиманит. В целом они характеризуются высокотемпературными парагенезисами биотита с силлиманитом, а также гранатом или кордиеритом в постоянном присутствии кварца, плагиоклаза, реже — мусковита и калиевого полевого шпата (рис. 41).

Амфиболовые сланцы и метабазиты по мере приближения к контактам с гранитоидными массивами превращаются в средне-крупнозернистые биотит-роговообманковые гнейсы и амфиболиты. Причем наряду с перекристаллизацией существенно изменяется и минеральный их состав.

В частности, в них исчезает эпидот, что сопровождается резким возрастанием основности плагиоклазов (до № 45). Сопряженность этих явлений подтверждается существованием не полностью гомогенизированных табличек плагиоклаза с обратной зональностью, свидетельствующей о формировании их в условиях повышающихся температур.

Бледно-зеленая роговая обманка быстро сменяется обыкновенной. Железистость ее по оптическим данным ($N_g=1,661 - 1,694$, $N_g - N_p=0,024$, $2V=86 - 88^\circ$, $CN_g=17 - 21^\circ$), согласно корреляционной диаграмме Е. А. Костюк (1969), колеблется в пределах 38—60%.

Биотит образует более крупные выделения, иногда развивающиеся за счет роговой обманки. Его общая железистость по оптическим данным ($N_g=1,640-1,662$, $N_g-N_p=0,028-0,034$) по диаграмме Е. Н. Ушаковой (1971) составляет 40—57%.

В наиболее высокотемпературных породах появляется диопсид ($N_g=1,702$, $N_g-N_p=0,028$, $2V=+57^\circ$, $CN_g=36-41^\circ$) с железистостью (по Диру и др., 1965) 13%. С ним ассоциирует основной плагиоклаз (№ 45), а также биотит и роговая обманка, железистость которых по имеющимся результатам химических анализов (табл. 26, 27, 29, 30 пр. К—2012/1 и К—2012/2), составляет соответственно 51,5 и 57,3%. Температура их образования, определенная по этим аналитическим данным с помощью плагиоклаз-амфиболового геотермометра (Перчук, 1966, 1970), составляет 650°C .

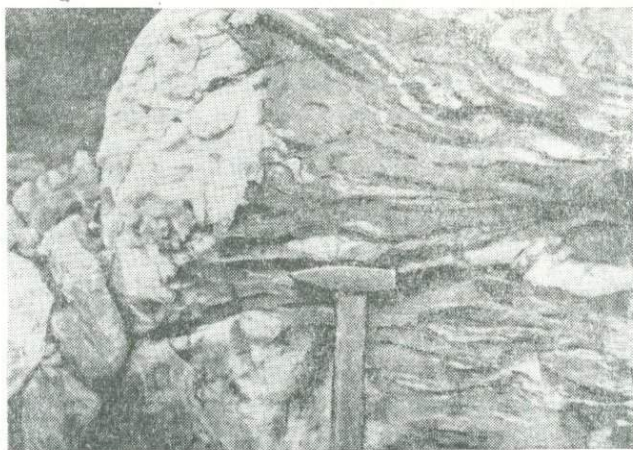


Рис. 43. Инъекционные мигматиты. Обнажение по р. Урах.

Минеральные парагенезисы всех этих пород в системе $\text{CaO}-(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$ определяются закономерными ассоциациями андезина с биотитом, обыкновенной роговой обманкой и диопсидом в присутствии избыточных кварца и магнетита (рис. 42), что полностью соответствует наблюдаемому их петрографическому составу. Следует отметить также вытекающую из парагенетической диаграммы тесную связь роговообманковых гнейсов и амфиболитов с метапелитовыми биотит-плагиоклазовыми гнейсами, подтверждающую их совместным местонахождением.

Как метапелитовые, так и амфиболовые контактово-метаморфические породы, помимо отмеченных структурно-текстурных и минеральных преобразований, претерпели также интенсивные и разнообразные изменения, связанные с притоком вещества из магмы.

Во внутренних зонах контактовых ореолов вокруг крупных массивов гранитоидов, достигающих ширины 250—300 м, особенно интенсивно проявляется инъекционная магматизация. В метапелитовых сланцах и гнейсах она, как правило, имеет послойный характер. Причем инъекции магматического материала обычно приурочены в них к трещинам и плоскостям отслоения, следуют складчатой их структуре и представлены четкими прерывистыми прожилками мощностью от 1—2 мм до 25—30 см (рис. 43). В более грубослоистых, массивных песчаниках и, особенно, амфиболитах, преимущественно развиты агматиты

и прожилковые мигматиты, приуроченные к участкам дробления и трещиноватости (рис. 44).

Как в той, так и в другой разновидностях мигматитов магматические инъекции представлены аплитовидными или обычными и, реже, пегматоидными лейкократовыми гранитами и часто имеют четкие



Рис. 44. Агматит по амфиболиту. Обнажение на левобережье р. Туполанг у устья р. Кштут.

контакты с вмещающими породами. Вместе с тем широко развиты инъекционно-метасоматические мигматиты, формирование которых сопровождалось интенсивной фельдшпатизацией субстрата с образованием многочисленных крупных (до 12 см) порфиробластовых и гломеробластовых выделений калиевого полевого шпата (рис. 45).

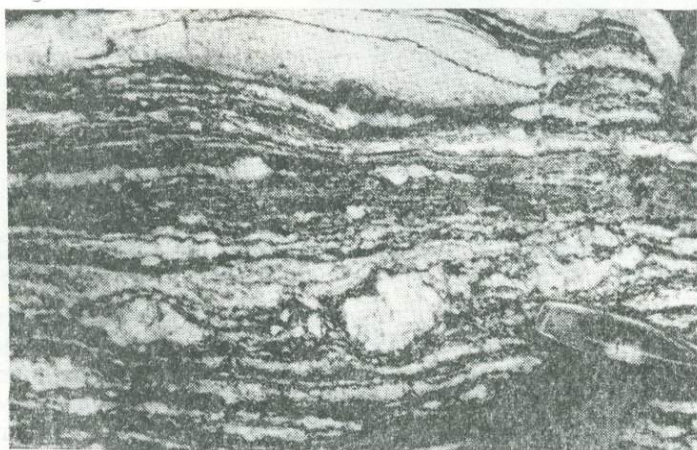


Рис. 45. Инъекционно-метасоматический мигматит, обнажение по р. Урах.

Метасоматическая натриево-калиевая фельдшпатизация с сопутствующим окварцеванием пород широко развита также во внутренних и частично средних зонах контактовых ореолов, но вне пределов прони-

цаемости магматических расплавов. Она выражалась как порфиробластезом, так и общей метасоматической переработкой пород и в зависимости от их физико-механических свойств и структурно-текстурных особенностей проявлялась по-разному. В сланцах фельдшпатизация обычно развивалась послойно и служила одной из причин возникновения порфиробластических и полосчатых гнейсов. Для сравнительно однородных пород типа песчаников более характерна межгранулярная

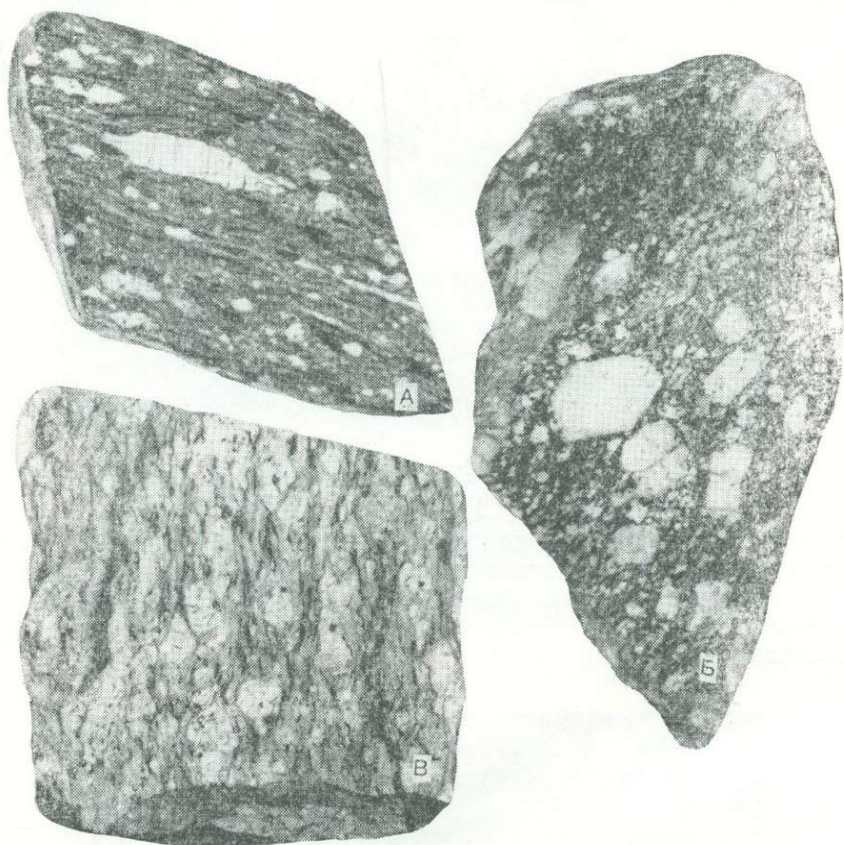


Рис. 46. Последовательные стадии гранитизации сланцев в контактовой зоне Танхазинского интрузива по р. Сарытуз.

А—начальная стадия—появление единичных порфиробластов калиевого полевого шпата, *Б*—средняя стадия—интенсивный порфиробластоз, *В*—поздняя стадия—общая фельдшпатизация породы с образованием метагранитоида. Полированные штуфы 1/2 натур. величины.

форма ее проявления с более или менее равномерным распределением новообразованных щелочных полевых шпатов и кварца. Важную роль при этом играл и исходный состав пород. Наиболее интенсивно и разнообразно она охватывала существенно алюмосиликатные метапелитовые сланцы и песчаники, в меньшей степени амфиболовые породы и практически не затрагивала мраморы. Вместе с тем даже наиболее благоприятные существенно терригенные толщи перерабатывались неравномерно, что обусловлено различной пористостью и проницаемостью для растворов отдельных их горизонтов.

Можно наметить три ступени (степени) интенсивности проявления фельдшпатизации — слабую, среднюю и сильную. Первая из них характеризуется появлением в породах единичных выделений и порфиро-

бластов щелочных полевых шпатов, вторая — массовым порфиробластозом, а последняя — общей их фельдшпатизацией и окварцеванием с сопутствующей перекристаллизацией (рис. 46).

В развитии этого процесса отчетливо различаются две последовательные стадии — калиевая и натриевая. В первую из них происходила вторичная биотитизация и последующая калиевая фельдшпатизация пород. При этом новообразованный биотит преимущественно развивается по гранату, кордиериту, роговой обманке и другим темноцветным минералам. Калиевый полевой шпат представлен нерешетчатым микроклином и образует различные по размерам ксенобластовые выделения, нередко переполненные пойкилитовыми включениями не полностью

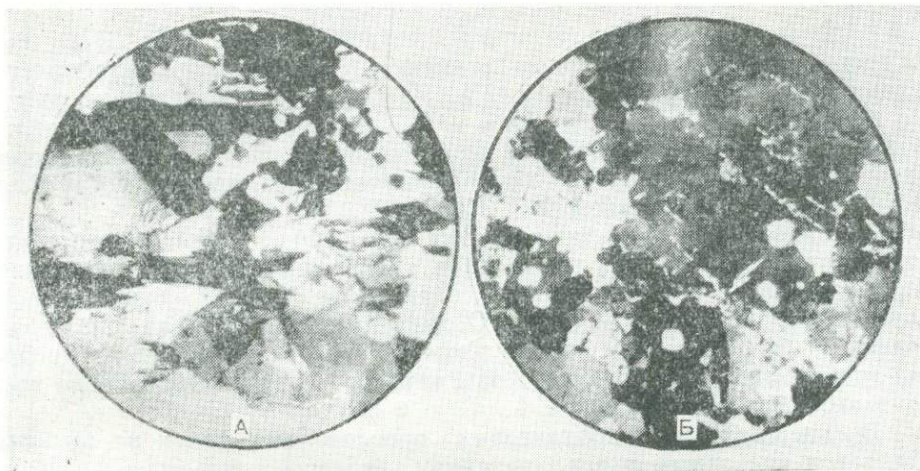


Рис. 47. Гранитизированные породы: А—гранитизированный биотитовый сланец, Б—гранито-гнейс. Шлифы, николи+.

замещенных кварца, плагиоклазов и других минералов. Содержание его в породах достигает 30% (рис. 47, а). Натриевая стадия выражается появлением альбита, который обычно нарастает на табличках первичных плагиоклазов, придавая им псевдозональное строение, а также образует мелкие самостоятельные выделения (до 15%). Все эти изменения сопровождаются окварцеванием пород и выносом из них избыточных количеств фемических компонентов, что обуславливает общее их осветление. Конечным продуктом этого процесса являются гранито-гнейсы и метагранитоиды, довольно часто встречающиеся во внутренних зонах контактовых ореолов.

Гранито-гнейсы особенно широко развиты на правом берегу р. Хондиза в экзоконтактной зоне Обинаурусского гранитоидного массива, где образуют довольно выдержанные прослои мощностью от 0,2 до 100 м. Это мелко-среднезернистые (0,5—1,5 мм) плотные лейкократовые породы с гранобластовой структурой, состоящие из кварца (25—35%), альбит-олигоклаза № 10—12 (40—50%), нерешетчатого микроклин-пертита (25—30%) и мусковитизированного биотита (5—7%). Акцессорные минералы — апатит и циркон (рис. 47, б.). Образовались они, вероятнее всего, в результате межгранулярной фельдшпатизации существенно кварц-полевошпатовых песчаников или туфопесчаников, благоприятных по физико-механическим свойствам и исходному составу.

ву. Метаморфическое происхождение подтверждается их структурными особенностями и постепенными переходами к вмещающим сланцам.

Метагранитоиды — более пестрые по составу порфиробластические или относительно равномернозернистые породы (рис. 46, в.), особенно часто встречающиеся во внутренней зоне контактового ореола Центрально-Гиссарского батолита (правобережье р. Танхазы, верховья рек Аксу и Туполанг и др.). При образовании за счет метапелитовых пород по составу они отвечают гранитам-гранодиоритам, а по амфиболитам — кварцевым диоритам, за которые и принимались предшествующими исследованиями. Однако они характеризуются всеми отмеченными выше признаками метаморфогенного происхождения. Причем, «кварцевые диориты» по составу, структуре и условиям образования аналогичны тоналито-гнейсам Айлянгара.

В порфиробласте микроклина из метагранитоида (обр. 647у) правобережья р. Танхазы методом пламенной фотометрии установлены содержания: Na=1,51%, K=10,42%, Rb=0.03%, определяющие состав его в минералах Орт—82%; Алб—18%. Сосуществующий плагиоклаз № 20. Температура образования этих пород и проявления калиевой фельдшпатизации вообще по двуполевошпатовому геотермометру Барта—Рябчикова составляет 490°C (Kr=0,22).

Таким образом, фельдшпатизация и связанное с ней окварцевание по характеру и условиям проявления аналогичны процессу гранитизации глубинных зон метаморфизма, охарактеризованному выше на примере докембрийского комплекса. Однако в данном случае они проявлялись на более высоком структурном уровне под воздействием интрузий гранитоидов, что позволяет рассматривать их как проявление приконтактной гранитизации.

Во внешних зонах контактовых ореолов она, как и на глубине, сменяется кислотным выщелачиванием, которое выражалось интенсивным окварцеванием пород с выносом высвобождавшихся компонентов. При этом в метапелитовых породах последовательно появлялись и исчезали турмалин, силлиманит, андалузит, гранат и мусковит, фиксировавшие промежуточные стадии процесса. Особенно интенсивно проявлялась мусковитовая стадия, по своему характеру близкая к грейзенизации. В амфиболсвых породах наиболее существенную роль среди промежуточных минералов-индикаторов играл эпидот, часто с образованием почти мономинеральных прослоев эпидозитов. Конечным продуктом кислотного выщелачивания пород являются кварцитовидные сланцы и метакварциты, более чем на 70% состоящие из кварца, включающие лишь отдельные реликты исходных пород.

По мере остывания массивов гранитоидов и отступления изоград, кислотное выщелачивание постепенно охватывало все более внутренние зоны контактовых ореолов и приобретало характер диафореза с проявлениями поздней альбитизации, серицитизации, хлоритизации и карбонатизации. Все эти изменения пород полностью укладываются в раннюю щелочную, кислотную и позднюю щелочную стадии постмагматического метасоматоза (по Д. С. Коржинскому).

Рассмотренные метаморфические и, особенно, метасоматические преобразования обусловили существенные изменения состава пород контактовых ореолов. Как видно из результатов химических анализов (табл. 32) и особенно на петрохимической диаграмме (см. рис. 35), в них существенно возросли содержания кремнезема, глинозема и щелочей, особенно калия, в основном за счет фемических компонентов. Причем некоторые разности гранитизированных пород приблизились по составу к гранитоидам. В продуктах кислотного выщелачивания рез-

Результаты химического анализа контактово-метаморфизованных пород нижнепалеозойского метаморфического комплекса, вес. %

Номер пробы	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	H ₂ O ⁺	H ₂ O	CO ₂	SO ₃	П.п.п.	(сумма)
П-1	52,16	0,52	24,70	2,19	6,32	0,20	3,51	1,00	1,02	4,70	0,27	3,16	0,26	0,00	—	0,00	100,01
Ш-322	47,52	1,82	13,86	3,17	8,71	0,20	7,06	8,47	1,37	5,72	0,31	1,52	—	—	Сл	—	99,73
К-285	64,48	0,60	16,99	1,45	3,20	0,01	4,02	3,90	2,90	1,60	—	—	0,14	—	—	0,61	99,90
П-631 ^в	68,74	0,50	14,87	0,00	4,46	0,03	2,66	2,70	1,22	3,46	Сл	—	0,26	1,10	—	0,00	100,00
П-647 ^к	73,84	0,18	11,38	2,29	0,86	0,00	0,76	2,60	1,63	4,87	—	0,50	0,32	—	0,00	0,62	99,85
П-647 ^у	70,76	0,43	8,17	2,65	2,20	Сл	3,02	4,60	2,76	4,29	—	0,28	0,12	—	0,00	0,12	99,50
П-689	82,62	0,37	6,53	1,21	2,55	0,07	0,40	0,28	0,47	4,41	—	0,30	—	—	—	0,90	100,11
П-689	45,00	0,17	13,89	1,45	4,46	—	3,78	23,36	1,08	2,70	0,04	0,71	0,14	2,75	—	0,56	100,09
П-958 ^б	70,64	0,20	15,10	1,99	3,10	—	1,00	3,36	2,95	1,61	0,09	—	—	0,80	—	0,18	100,22
П-958 ^в	64,28	0,62	15,88	1,03	6,02	0,06	2,20	3,92	2,95	2,66	0,18	—	0,16	0,49	—	0,11	100,01
К-1010 ^б	71,54	0,32	13,99	0,26	2,29	0,02	1,40	0,77	3,22	4,79	0,09	—	—	—	—	1,28	100,00
К-1010 ^в	70,36	0,26	15,28	0,24	2,15	0,05	0,90	0,95	3,64	4,29	0,09	—	—	—	—	1,68	99,65
К-1011 ^н	72,98	0,16	14,87	0,17	0,93	0,01	0,40	0,63	4,00	4,81	0,22	—	—	—	—	0,72	99,92
К-1021 ^б	51,60	0,95	19,32	2,63	6,46	0,18	4,15	5,53	3,46	2,22	0,53	—	—	—	0,03	2,72	99,78
К-1021 ^г	50,48	1,40	19,00	1,48	8,04	0,18	4,10	6,90	3,28	2,22	0,58	—	—	—	0,02	2,16	99,84
К-1026	52,60	0,60	16,71	1,71	8,19	0,22	5,70	9,52	2,28	1,18	0,09	—	—	—	0,01	0,70	99,51
К-1026 ^а	61,94	0,55	15,43	0,66	4,81	0,10	2,53	4,31	2,74	4,98	0,28	—	—	—	0,03	1,24	99,58
К-1026 ^б	60,32	0,63	16,45	0,71	4,95	0,11	2,70	4,76	3,02	4,35	0,35	—	—	—	0,03	1,30	99,66
К-1026 ^в	60,64	0,63	15,80	0,34	5,10	0,12	3,05	4,93	3,00	4,19	0,35	—	—	—	0,03	1,60	99,78
К-1028 ^б	59,38	0,68	16,63	1,01	4,25	0,13	3,30	4,90	3,56	3,40	0,44	—	—	—	0,06	1,64	100,08
К-2007	49,91	1,21	21,24	0,37	7,42	1,10	6,74	4,55	3,10	2,43	—	—	—	—	—	1,18	99,25
К-2013 ^а	79,20	0,40	9,55	0,10	2,70	0,06	1,65	0,84	1,28	2,21	0,32	0,29	—	0,34	—	1,84	100,78
К-2015 ^в	61,00	0,55	18,17	1,35	3,37	0,10	1,95	4,83	4,00	2,35	0,28	0,27	—	0,50	0,06	1,50	99,83
К-2012 ^п	58,62	1,00	17,03	0,83	5,38	0,13	3,05	5,46	3,25	3,91	0,37	0,51	—	0,40	0,03	1,12	99,09
К-2012	49,30	0,82	15,93	—	10,65	0,08	6,60	9,52	2,39	2,32	0,09	—	—	2,07	0,03	—	99,82

Пробы П-1 фельдшпатизированный кианитовый сланец, басс. р. Кштут; П-631^в — гранитизированный слюдяной сланец, верховье р. Кок-тепе; П-647^к, П-647^у — гранитизированные слюдяные сланцы, правобережье р. Танхазы; П-689 — фельдшпатизированный слюдяной сланец; П-689 — гранатовая порода, верховья р. Малингур (Сурхангау); Ш-322 — гранитизированный амфиболит, правобережье р. Танхазы; П-958^б, П-958^в — гранитизированные амфиболиты басс. р. Урах; К-1010^в, К-1011^н, К-2013^а, К-2015^в, К-2014 — гранитизированные слюдяные сланцы, гнейсы среднего течения р. Туполанг; К-1010^б — амфиболит, бассейн р. Туполанг; К-285, К-1021^б, К-1021^г, К-1026, К-1026^а, К-1026^б, К-1926^в, К-1028^б, К-2007, К-2012, К-2012^п — гранитизированные амфиболиты, бассейн р. Кштут.

ко превалирует кремнезем при незначительном содержании всех остальных компонентов.

Как видно из вышеизложенного, породы нижнепалеозойского комплекса в контактовых ореолах массивов гранитоидов претерпели интенсивные и разнообразные метаморфические и метасоматические преобразования, проявившиеся в тесной взаимосвязи. По мере приближения к контактам интрузий в них появляются все более высокотемпературные минеральные парагенезисы с биотитом, гранатом, кордиеритом, силлиманитом, роговой обманкой и пироксеном, которые по традиции следовало бы отнести к амфиболовой и пироксеновой роговиковым фациям. Однако по структурно-текстурным особенностям, а также характеру наложенных процессов мигматизации, гранитизации и кислотного выщелачивания они не имеют ничего общего с роговиками, а аналогичны породам амфиболитовой фации. В термальном поле контактовых ореолов массивов гранитоидов происходит как бы сжатие изоград и в миниатюре представляется практически вся колонка вертикальной метаморфической зональности региона для периода внедрения палингенных расплавов. В связи с этим мы рассматриваем массивы гранитоидов в субгеосинклинальных зонах как представителей глубинных зон метаморфизма и ультраметаморфизма амфиболитовой фации, перемещенных на более высокие структурные уровни, а связанный с ними контактовый метаморфизм как индуктивный метаморфизм, производный от глубинного.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗМА НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Анализ изложенных выше материалов, особенно касающихся соотношений различных продуктов метаморфизма друг с другом и другими геологическими образованиями, а также имеющихся данных абсолютного их возраста (рис. 3), позволяет сделать вывод о довольно сложной истории формирования нижнепалеозойского комплекса, охватывающей каледонскую и герцинскую эпохи. Этот комплекс размещается как в Байсунской, так и Южно-Гиссарской структурно-формационных подзонах и в соответствующих своих частях во время метаморфизма находился в различных условиях, что наложило на него существенный отпечаток.

Первая эпоха метаморфизма наиболее отчетливо проявилась позднекаледонским (360—430 млн. лет) своим этапом. Вероятно, это можно объяснить тем, что продукты предшествующего раннекаледонского этапа либо не обнажаются на современном эрозионном срезе, либо полностью затушеваны последующими процессами.

В пределах Байсунской подзоны продукты каледонской эпохи метаморфизма играют главную роль в строении рассматриваемого комплекса, но сохранились от эрозии лишь в пределах позднекаледонских поднятий. Они составляют верхние части единых с подстилающим докембрийским комплексом колонок вертикальной метаморфической зональности и представлены, в основном, породами эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Судя по широкому развитию в них минеральных ассоциаций с андалузитом, биотитом, мусковитом и калишпатом, их следует относить к относительно обогащенным калием породам фациальной серии андалузит-силлиманитового типа (Miyashiro, 1961; Добрецов и др., 1970, 1972) или к мигматит-сланцевому формационному ряду, по А. А. Маракушеву (1965). В пользу этого говорит и тот факт, что в них не удалось обнаружить минеральных пара-

генезисов с кианитом, ставролитом и, тем более, жедритом или куммингтонитом.

В связи с приуроченностью этих пород к верхним частям метаморфических колонок они обычно представляли собой периферические внешние зоны ореолов гранитизации, особенно кислотного выщелачивания, о чем свидетельствуют интенсивное проявление в них мусковитизации, обилие кварцевых, нередко золотоносных жил и другие признаки. В контактовых ореолах позднекаледонских интрузий гранитоидов они подвергались также артеритовой мигматизации, послышной и межгранулярной фельдшпатизации, мусковитизации и окварцеванию.

В герцинскую эпоху нижнепалеозойский комплекс в Байсунской подзоне составлял вместе с докембрийским жесткий кристаллический фундамент Гиссарского срединного массива и претерпел лишь диафорез филлитовой фации, а также сравнительно низкотемпературный локальный контактовый метаморфизм, в основном, под воздействием нижнекарбонových субвулканических тел гранит-порфиров и кварцевых порфиров.

В пределах Южно-Гиссарской подзоны для нижнепалеозойского комплекса намечаются те же эпохи и этапы метаморфизма. Однако характер связанного с ним минералообразования принципиально различен.

Например, для продуктов метаморфизма позднекаледонского этапа, сохранившихся лишь в виде метастабильных реликтов и скиалитов среди преобладающих герцинских образований, характерны минеральные ассоциации эпидот-амфиболитовой фации с кианитом, жедритом и куммингтонитом, однозначно свидетельствующие о принадлежности их к недосыщенному калием жедрит-плаггиосланцевому формационному ряду (по А. А. Маракушеву, 1965).

Главную роль в формировании нижнепалеозойского комплекса в Южно-Гиссарской подзоне сыграла герцинская эпоха метаморфизма. Без преувеличения можно сказать, что его современный петрографический облик обусловлен метаморфическими процессами этой эпохи. При чем отчетливо различаются продукты как регионального, так и контактового метаморфизма двух этапов — раннегерцинского ($C_{1t} - C_{2B}^1$) и позднегерцинского ($C_{2B}^2 - C_3$). Они различаются, в основном, косвенными геологическими данными: приуроченностью к сформировавшимся в эти этапы центральной интрагеоантиклинали и двум более поздним периферическим поднятиям Южно-Гиссарской подзоны, ассоциацией с соответствующими по возрасту интрузивными образованиями, а также результатами определения абсолютного возраста пород (рис. 3). Метаморфические породы, возникшие в эти этапы, практически идентичны, поэтому их можно охарактеризовать совместно.

Судя по широкому распространению в них парагенезисов с бледно-зеленой и обыкновенной роговой обманкой, олигоклазом, биотитом, андалузитом, кордиеритом и гранатом, а в верхней части толщи — с актинолитом, эпидотом, мусковитом, хлоритом и альбитом, породы нижнепалеозойского комплекса в эту эпоху претерпели региональный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Причем совершенно очевидна принадлежность их к фациальной серии андалузит-силлиманитового типа, что подтверждается также интенсивным развитием калиевой фельдшпатизации в контактовых ореолах герцинских интрузий гранитоидов. В зависимости от глубины формирования интрузий, связанный с ними контактовый метаморфизм проявлялся по-разному. В глубинных условиях он выражался в существенных структурных и минеральных преобразованиях пород, а также в

приконтактной инъекционной мигматизации и фельдшпатизации, а во внешних зонах ореолов — в кислотном выщелачивании. На более высоких уровнях незначительное развитие получили роговиковые фации. Обе эти формы проявления контактового метаморфизма связаны постепенными переходами.

Как видно из вышеизложенного, одновременные метаморфические преобразования нижнепалеозойского комплекса в Байсунской и Южно-Гиссарской подзонах принципиально различались. Так, в каледонскую эпоху (позднекаледонский этап) в первой из них метаморфизм проявился в условиях низких давлений и преобладания калия над натрием (андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма, по А. Мияширо), тогда как во второй — при более высоких давлениях и недосыщенности калием с образованием жедритовых и куммингтонитовых минеральных ассоциаций. Герцинская эпоха в Байсунской подзоне ознаменовалась практически лишь диафторезом филлитовой (цеолитовой) фации, а в Южно-Гиссарской — полным циклом процессов регионального и контактового метаморфизма андалузит-силлиманитового типа, свойственным субгеосинклинальным зонам. Эти особенности метаморфизма нижнепалеозойского комплекса можно объяснить лишь спецификой структурно-тектонической позиции региона, обусловленной тем, что Южно-Гиссарская подзона в своем геологическом развитии отставала от Байсунской на один тектоно-магматический цикл и перешла в ранг субгеосинклинали только в герцинскую эпоху.

НИЖНЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА

В изучение этого комплекса внесли свой вклад многие исследователи региона. Специальные более углубленные исследования его строения, вещественного состава и метаморфизма проведены в 1961—1965 гг. почти одновременно нами, В. А. Хохловым и О. А. Шнипом (Покровский, Хохлов и др., 1962; Покровский, 1965, 1969, 1971; Хохлов и др. 1963; Шнип, 1966 и др.). Дополнительно он изучался нами в 1969 и 1970 гг.

По полученным данным он развит в Южно-Гиссарской зоне и сложен разнообразными метаморфическими сланцами, песчаниками, метавулканитами и мраморами с подчиненными прослоями конгломератов. Они образуют две довольно широкие (5—12 км) субширотные полосы, а также сравнительно крупные блоки в верховьях р. Чош и Мачетлинских горах (рис. 1, 2). Северная полоса располагается в междуречье Аксу и Кашкадарья, протягиваясь к востоку на 25—30 км до верховьев р. Туполанг, и представлена метаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями, относившимися ранее М. М. Посоховой к захвахонинской свите. Южная полоса протягивается от левобережья р. Танхазы в верховья р. Кызылдарья и бассейна р. Шатрут и далее на восток на расстояние около 60 км и объединяет большую часть аналогичных по составу ниже-среднепалеозойских метаморфических образований. В восточной ее части они окаймляют Шатрутский массив герцинских гранитоидов и образуют также довольно крупные останцы в провесах его кровли, а южнее — разобщенные тектонические блоки в бассейне р. Чош (междуречье Чормагола—Алмалы и др.).

История стратиграфического расчленения древних метаморфических

толщ и выделения рассматриваемого комплекса достаточно полно освещена выше. Здесь мы более подробно остановимся на обосновании его возраста.

Как отмечалось, для слагающих этот комплекс метаморфических толщ ранее П. Н. Подкопаевым, Г. С. Чикризовым и другими исследователями условно принимался силур-девонский возраст. Однако впоследствии было доказано наличие среди них ордовикских и силурийских отложений.

Впервые на возможность обнаружения в регионе ордовикских отложений указал в 1963 г. И. А. Кензин при анализе тектонической структуры района верховьев р. Чош. По его данным, обнажающаяся здесь условно верхнедевонская Чормагольская свита сланцев не перекрывает, а согласно подстилает фаунистически охарактеризованные среднедевонские мраморы караканской свиты и вероятнее всего имеет нижнепалеозойский (ордовик-силурийский) возраст (Кензин, 1965). Это подтверждалось тем, что в 1962 г. в прослоях известняков среди этих сланцев Ф. Р. Бенш были обнаружены ордовикские брахиоподы, табуляты и тентакулиты плохой сохранности, а в тектонических блоках известняков поблизости — табуляты верхнесилурийского (лудловского) облика. Более определенные данные о наличии в этом районе и на водоразделе рек Чилликсу и Иргайлик смежных бассейнов рр. Шатрут и Кызылдарьи ордовикских отложений были получены в 1964 г. Д. А. Рубановым, который обнаружил в них строматопоры, табуляты, гелиолитиды, брахиоподы, криноидеи и водоросли ашгильского яруса позднего ордовика (Рубанов, 1968). Верхнеордовикские отложения в 1969 г. установлены В. Л. Семеновым и др. также в Мачетлинских горах.

Широкое распространение фаунистически охарактеризованных силурийских отложений в Южно-Гиссарской подзоне установлено в 1961—1965 гг., Д. А. Рубановым и И. А. Поникленко, которые в бассейнах рек Обизаранг, Кштут, Шатрут, Чормагол, Алмалы, Аксу, Карасу и др. обнаружили многочисленные их выходы среди рассматриваемых метаморфических образований (Рубанов, 1968). По их данным, эти отложения сложены разнообразными сланцами и песчаниками с отдельными прослоями известняков и кислых эффузивов (до 100 м) мощностью 1650—1700 м и наиболее полно представлены в междуречье Чормагола и Алмалы. Там они с базальными конгломератами (до 25 м) в основании залегают на верхнеордовикских известняках и согласно перекрываются на правом склоне р. Алмалы фаунистически охарактеризованными ниже-среднедевонскими карбонатными отложениями караканской свиты.

Метаморфическую толщу бассейна р. Шатрут эти исследователи до 1963 г. также относили к нижнему палеозою, причем расчленили ее на три литологически различающихся пачки, для которых на основании плохо сохранившихся органических остатков (ругозы и др.) принимали соответственно ордовик-силурийский, нижнесилурийский и верхнесилурийский возраст (Д. А. Рубанов и др.). Однако позже они отказались от этой точки зрения и отнесли ее, а также метаморфическую толщу бассейна р. Кызылдарьи и левобережья р. Танхазы к нижнему карбону (Рубанов, 1968).

Еще в 1961 г. нами совместно с В. А. Хохловым было установлено, что метаморфическая толща бассейна р. Шатрут по литологическому составу связана постепенным переходом с фаунистически охарактеризованными девонскими карбонатными отложениями. Тесная связь между ними подтвердилась в 1963 и 1969 гг. нашими наблюдениями в

верховьях р. Чушми-Гармак, в окрестностях г. Зардолюпас и на других участках. Кроме того, эта толща по маркирующим горизонтам была непосредственно прослежена по простираению в бассейн р. Кызылдарьи и далее на левобережье р. Танхазы. Установлено, что слагающие ее породы резко отличаются от встречающихся среди них в тектонических клиньях литологически сходных нижнекарбонатовых вулканогенно-осадочных отложений (бассейн рек Шильхазор, Дондон-Гокан, Мезакигоу и др.) значительно более высокой степенью фоновой региональной метаморфизма. Они повсеместно метаморфизованы в условиях филлитовой и зеленосланцевой фаций, тогда как нижнекарбонатные породы претерпели лишь эпигенетические изменения. В 1970 г. мы сопоставили также эту толщу с фаунистически охарактеризованными ордовик-силурийскими отложениями и убедились в значительном их сходстве по литологическому составу и степени метаморфизма, а также тектонических соотношениях их с более метаморфизованными породами нижнепалеозойского комплекса. Поэтому мы считаем, что ордовик-силурийский (O_3-S_2) возраст этой толщи вполне обоснован имеющимся на сегодня фактическим материалом. Согласно залегающие на ней ниже-среднедевонские мраморы караганской свиты также включаются нами в рассматриваемый комплекс, для которого в целом принимается ниже-среднепалеозойский (O_3-D_2) возраст.

Общая тектоническая структура отложений этого комплекса изучена еще недостаточно. По полученным данным она определяется главным образом, положением их в крыльях крупных герцинских антиклинальных структур. В большинстве случаев эти отложения образуют в них падающие в северных или южных румбах моноклинальные пакеты, осложненные второстепенными более мелкими складками и многочисленными разломами. В западной части региона они принимают участие в строении центральной интрагеоантиклинали, занимая промежуточное положение между метаморфическими образованиями нижнепалеозойского комплекса и вышележащими нижнекарбонатными вулканогенно-осадочными отложениями, отграничиваясь от них субширотными разломами. В бассейне р. Шатрут эта толща слагает участок периклинального замыкания и крылья южной периферической антиклинали и прорвана Шатрутским массивом позднегерцинских гранитоидов. С юга она ограничивается тектоническим клином пород нижнепалеозойского метаморфического комплекса, отделяющим его от выходов ниже-среднепалеозойских отложений верхний р. Чош. Тектоническая позиция последних не совсем ясна. Вероятнее всего, они, также, как и тектонические блоки в Мачетлинских горах, представляют собой отдельные фрагменты южного крыла упоминавшейся антиклинали.

Особенно детально нами изучена наиболее представительная южная полоса метаморфической толщи данного комплекса, по которой составлено 8 разрезов, отражающих изменения ее литолого-петрографического состава по мощности и простираению и удовлетворительно коррелирующихся. В других районах эта толща обследована геологическими маршрутами. Для характеристики ордовикских отложений использованы также материалы Д. А. Рубанова (1968) и В. Л. Семенова.

Как видно из разрезов (рис. 48), рассматриваемой толще свойственен довольно пестрый литолого-петрографический состав с частым чередованием пачек различных метапелитовых метаморфических сланцев и песчаников с пачками обогащенных кальцием эпидот-амфиболовых и карбонатных пород, нередко кулисообразно сменяющих друг друга по простираению. Причем последние чаще приурочены к средней

Эра	Система	Отдел	Свита	Подсвита	Сводный разрез	Мощн., м
ордовик	Верхний	Алмалынская	Масстоватская	I	[Сводный разрез]	более 600
				II		1350-1400
				III		1300
Девон	нижний + средний	Алмалынская	исчезающая			~600

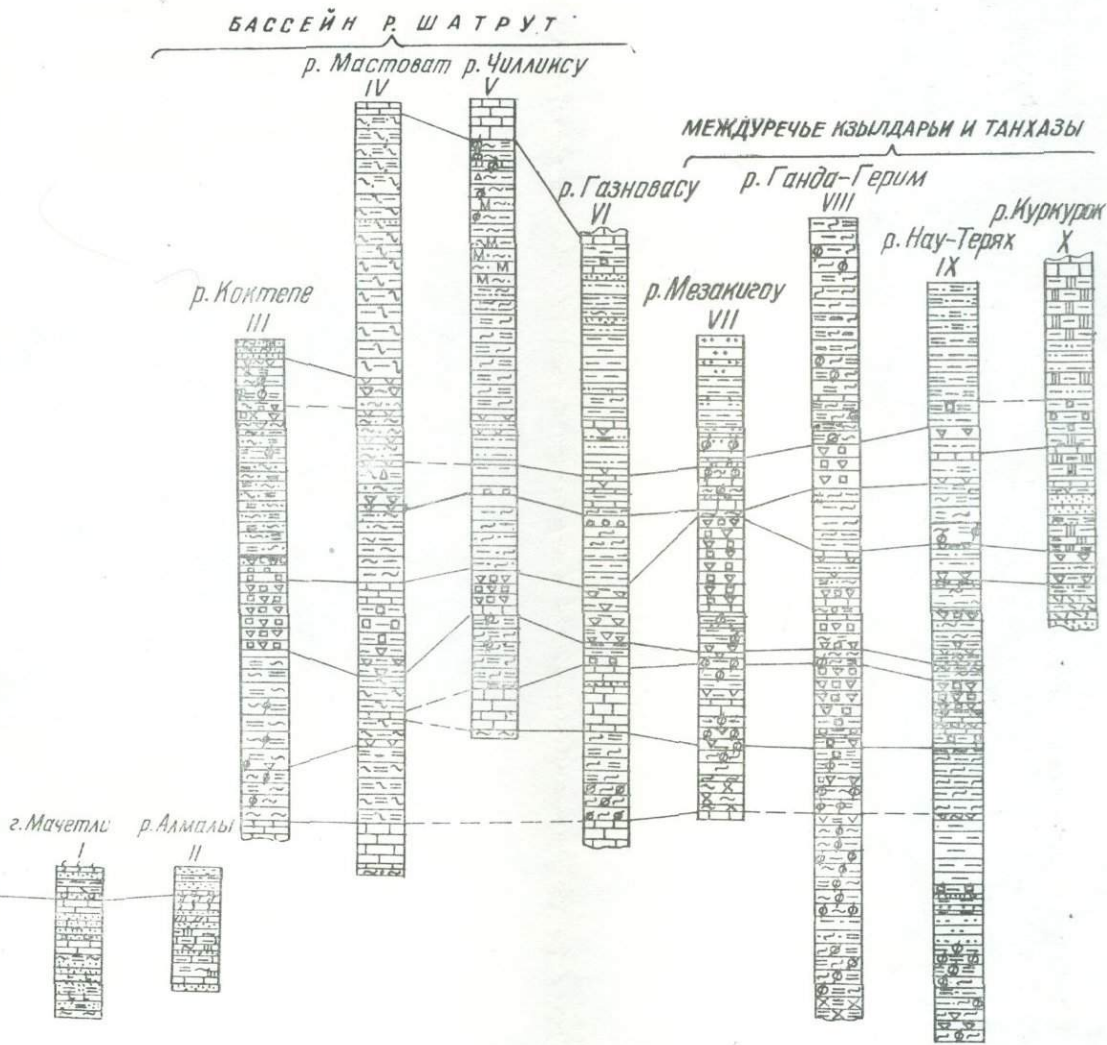


СХЕМА РАСПОЛОЖЕНИЯ РАЗРЕЗОВ

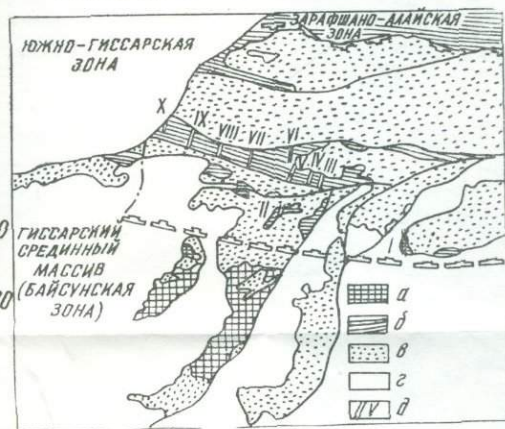


Рис. 43. Схема корреляции разрезов ниже-среднепалеозойского метаморфического комплекса Южного Узбекистана. Составил А. В. Покровский.

Разрезы: I—сводный разрез ордовик-силурийских (O_2-S) отложений гор Мачетли (по В. Л. Семенову и др., 1968), II—сводный разрез ордовикских отложений верховьев рек Алмалы и Чилликсу (по Д. А. Рубанову, 1963), III—по р. Коктепе, IV—по р. Масстоват, V—по р. Чилликсу, VI—по р. Газновасу, VII—по р. Мезаклису и VIII—по р. Наугерях (составил А. В. Покровский), X—по р. Куркурок (составил А. В. Покровский с учетом материалов О. А. Шнипа). Сланцы: 1—биотитовые, 2—мусковитовые, 3—гранато-сланцевые, 4—биотит-хлоритовые, 5—хлоритовые, 6—серпичитовые, 7—углисто-сланцевые, 8—актинолитовые, 9—эпидот-актинолитовые, 10—эпидот-хлоритовые, 11—песчаники, 12—конгломераты, 13—известняки, 14—доломиты, 15—зеленокаменные основные эффузивы, 16—кислые эффузивы, 17—ставролит, слюдистые сланцы, 18—силпиманит (андалузит, кианит)—сланцевые сланцы, 19—метаматеринские сланцы, 20—альбитизированные сланцы. К схеме расположения разрезов: а—докембрийский метаморфический комплекс, б—нижне-среднепалеозойский, в—палеозойские образования, г—мезо-кайнозойские отложения, д—номер разреза.

части разреза толщи, но в бассейне р. Шатрут появляются и в верхней, знаменуя переход к ниже-среднедевонским карбонатным отложениям. Специфическими образованиями этой толщи являются довольно мощные (до 15 м), выдержанные по простиранию ленточные карбонатно-терригенные пачки. Они характеризуются частым тонким (0,03—0,25 м) переслаиванием слюдисто-хлоритовых и эпидот-актинолитовых сланцев с мраморами (рис. 49) и имеют маркирующее значение.

Широко развиты также метавулканиды основного, среднего и кислого состава, преимущественно в нижней и средней части разреза толщи. Причем в них нередко сохраняются первичные вулканогенные минералы и структуры, однозначно свидетельствующие о их природе. Продукты кислого вулканизма обычно преобразованы в кварцево-слюдистые сланцы и порфириды, а метапорфириты — в эпидот-амфиболовые и хлорит-амфиболовые сланцы. Подобные образования широко

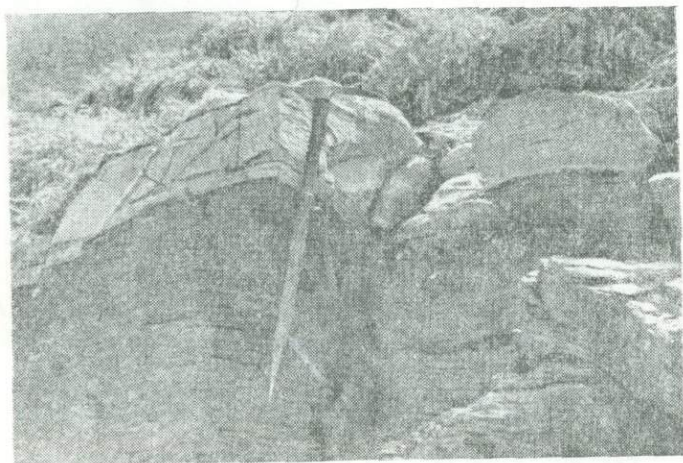


Рис. 49. Сланцево-карбонатная пачка. Тонкое переслаивание эпидот-актинолитовых сланцев с мраморизованными известняками. Обнажение в верховьях р. Хурватанг.

развиты среди верхнеландоверийских и венлокских отложений в смежной Зарафшано-Алайской подзоне и выделены И. Х. Хамрабаевым (1958, 1965) в силурийский вулканогенный комплекс.

Значительно меньшую роль в строении толщи играют грубообломочные отложения. Кроме мощного (25 м) базального горизонта конгломератов в основании силурийской толщи в бассейне р. Алмалы отдельные линзовидные прослои (до 15 м) внутрiformационных конгломератов и гравелитов встречены в метаморфической толще в бассейнах рек Коктеле, Чилликсу, Газнова, Мезакигоу и др. Они обычно сильно рассланцованы и состоят из уплощенных, плохо окатанных галек (до 15 см) различных метаморфических и кристаллических сланцев, песчаников и метакварцитов нижнепалеозойского комплекса, жильного кварца с вкрапленностью сульфидов, гранитоидов и др., сцементированных материалом слюдистых песчаников (рис. 50). В бассейне р. Мезакигоу встречены также прослои конглосланцев, представляющих собой обычные алевролитобластовые слюдисто-хлоритовые сланцы, содержащие единичные крупные (до 15 см) окатанные гальки гранитоидов и других пород.

Рассматриваемая толща в целом характеризуется довольно отчетливой ритмичностью строения, которая выражается в периодической последовательности горизонтов песчаников, различных сланцев и мраморов и является результатом колебательных тектонических движений в области седиментации. В отдельных разрезах намечается от двух до пяти ритмопачек. Состав и мощность их непостоянные, что свидетельствует об эволюции процесса осадконакопления во времени. Кроме того, они претерпевают изменения и в латеральном направлении, что указывает на смену фаций. В частности, в нижней части толщи с севера на юг возрастает роль грубообломочных компонентов ритмопачек. Об этом свидетельствует появление в них все более частых прослоев и линз песчаников, гравелитов и конгломератов, а также увеличение их мощности при постепенном уменьшении количества карбонатных про-



Рис. 50. Рассланцованные конгломераты среди метаморфических сланцев. Обнажение по р. Коктепе.

слоев, что указывает на приближение к береговой зоне седиментационного бассейна. Судя по составу обломков (порфириовидные граниты, метаморфические сланцы, метакварциты и др.) и общей геологической ситуации в силуре, областью сноса для них служили раннекаледонские складчатые сооружения Байсунской подзоны. Снизу вверх по разрезу возрастает также роль вулканогенного материала, что свидетельствует о начавшейся вулканической деятельности. Судя по отмеченным особенностям строения и состава, эта толща, вероятно всего, накапливалась в северном периферическом прогибе Байсунской подзоны, который непосредственно соединялся с обширным ордовик-силурийским морским бассейном, охватывавшим практически всю территорию Тянь-Шаня.

Для рассматриваемого комплекса до сих пор отсутствовала единая полная схема стратиграфического расчленения.

Как указывалось, ордовикские отложения относились ранее к верхнедевонской чормагольской свите. В связи с трансгрессивным залеганием на них силурийских отложений их, несомненно, следует выделить в самостоятельную алмалыкскую свиту. По схеме корреляции разрезов (рис. 48), обнажающаяся ее мощность более 800 м.

Силурийская метаморфическая толща в бассейне р. Шатрут расчленялась Е. М. Головиным (1941, 1948) на диобгинскую и мастоватскую свиты. П. Н. Подкопаев и М. М. Лебедь в 1949 г. показали, что первая из них не имеет самостоятельного значения, а объединяет контакто-метаморфизованные разности пород единой мастоватской свиты. Подобная же метаморфическая толща северной полосы относилась М. М. Посоховой и др. в 1949 г. к захчаонинской свите, а обнажающаяся на левобережье р. Танхазы выделялась нами в 1965 г. в танхазинскую свиту. На данном этапе исследований установлена идентичность всех этих толщ. Судя по особенностям строения и состава, они представляют одну свиту, для которой, по нашему мнению, следует сохранить прежнее название — мастоватская. По литолого-петрографическому составу она расчленена нами на три подсвиты (снизу вверх): карбонатно-терригенную (более 600 м), вулканогенно-карбонатно-терригенную (1350—1400 м) и существенно терригенную (1300 м). Общая обнажающаяся мощность мастоватской свиты, подсчитанная по схеме корреляции разрезов, составляет 3300 м. Разрез завершают нижне-среднедевонские мраморы караганской свиты, мощностью 750—800 м.

Таким образом, рассматриваемый комплекс включает три свиты: алмалыкскую (O_3), мастоватскую (S_{1-2}) и караганскую (D_{1-2}), суммарной мощностью около 5 км. Он трансгрессивно перекрывается нижекарбонатами вулканогенно-осадочными отложениями и вместе с нижнепалеозойским метаморфическим комплексом составляет каледонское основание Южно-Гиссарской герцинской субгеосинклинали.

МЕТАМОРФИЗМ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

По результатам проведенных работ, а также данным П. Н. Подкопаева, В. А. Хохлова, О. А. Шнипа и др., рассматриваемый комплекс претерпел как региональный, так и наложенный контактовый метаморфизм под воздействием герцинских интрузий гранитоидов.

ФАЦИИ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Особенности метаморфизма ниже-среднепалеозойских вулканогенно-осадочных отложений также целесообразно рассматривать с подразделением их на петрохимические группы по содержанию кальция.

БЕДНЫЕ КАЛЬЦИЕМ ПОРОДЫ Петрографическая характеристика

Эта группа пород охватывает наиболее распространенные (45—50%) в составе комплекса метаморфизованные песчаники и алевролиты, метапелитовые слюдисто-хлоритовые, хлорит-серицитовые и другие существенно кварцевые или кварц-полевошпатовые сланцы и филлиты, а также порфиroidы и в различной степени преобразованные вулканогенные образования кислого состава.

Песчаники и алевролиты составляют около 20% объема этой группы и образуют среди сланцев маломощные (до 1,5 м) прослойки, в связи с большей устойчивостью к выветриванию хорошо вы-

деляющиеся в рельефе. Это обычно темно-серые или зеленовато-серые мелко-среднезернистые плотные породы, нередко расслаивающиеся на тонкие (от 1—2 мм до 2,5—3 см) плитки, образующие осыпи на склонах. Текстура их массивная, толстослоистая или сланцеватая, иногда слабо полосчатая, обусловленная чередованием прослоев различного гранулометрического и минерального состава. Структура обычно псаммитобластовая, алевролитобластовая или гетерогранобластовая, в слюдястых разностях — лепидогранобластовая (рис. 51, а).

Состав этих пород определяется двумя поколениями минералов: первичных обломочных и новообразованных.

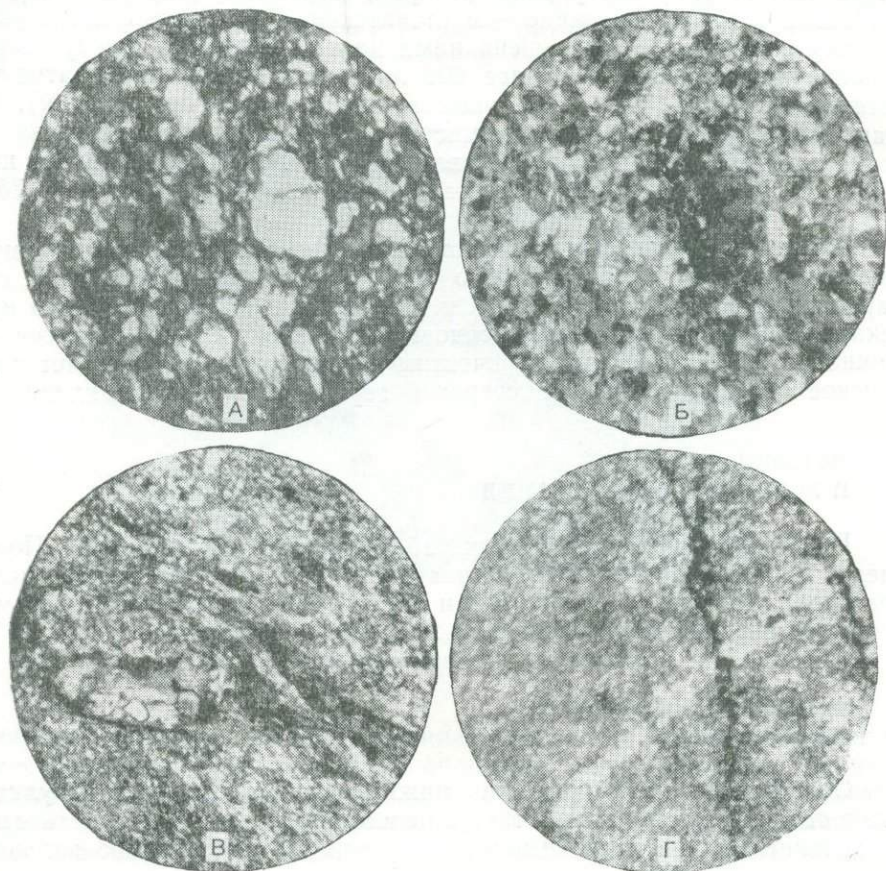


Рис. 51. Глиноземистые сланцы и песчаники ниже-среднепалеозойского комплекса:

А—песчаник, Б—биотитовый сланец, В—двуслюдяной кварц-альбитовый и Г—серицит-хлоритовый сланец. Шлифы, николи+.

Кластический материал составляет до 75% их объема и в основном представлен различными по размерам (0,01—3,0 мм) и степени окатанности обломками кварца (30—90%), а также серицитизированного олигоклаза (№ 12—30) и пелитизированного микроклина, в количестве до 25%. Реже встречаются обломки микрокварцитов, кварцево-сланцевых и других сланцев, чешуйки хлоритизированного и мусковитизированного биотита и в единичных случаях обломочные зерна турмалина, ставролита, андалузита и граната. Их наличие свидетельствует о существенной роли в составе этих отложений продуктов размыва бо-

лее древних толщ, что подтверждается также обилием галек различных метаморфических пород в рассмотренных выше конгломератах и гравелитах. Вместе с тем для многих прослоев песчаников и алевролитов характерна довольно значительная примесь как окатанных, так и неокатанных неправильных обломков кислых вулканогенных пород. Таким образом, по составу исходного кластического материала можно выделить олигомиктовые и полимиктовые, а также вулканомиктовые и туфогенные разности песчаников и алевролитов. Довольно часто встречаются среди них и кварциты.

В процессе метаморфизма обломки кварца обрастают регенерационными каемками и нередко приобретают форму вытянутых зерен, ориентированных по сланцеватости. Первичные плагиоклазы подвергаются серицитизации и замещаются с периферии и вдоль микротрещинок альбитом. Включения метаморфических и вулканогенных пород претерпевают дополнительную перекристаллизацию, серицитизацию и хлоритизацию, в связи с чем контуры их становятся расплывчатыми и часто фиксируются лишь по приуроченным к ним цепочкам мелких зерен магнетита и чешуек хлорита и мусковита. Карбонатно-глинистый цемент их также интенсивно преобразуется с появлением новообразованных мелких (до 0,3 мм) выделений альбита, хлорита, серицита, мусковита, эпидота, кальцита и реже биотита. Новообразованный альбит, представленный свежими несдвоенными неправильными зернами, в некоторых разностях этих пород достигает 30% и часто образует довольно крупные (до 1,5 мм) порфиробласты. Мусковит резко преобладает над биотитом и в виде мелких (0,01—0,03 мм) субпараллельных чешуек составляет 5—10, реже до 20% объема пород. Эпидот особенно широко развит в песчаниках и алевролитах с известковистым цементом, в которых образует в ассоциации с кварцем, кальцитом, хлоритом и, реже, актинолитом довольно крупные скопления и полосы, ориентированные по сланцеватости. Из аксессуарных минералов в этих породах встречены мелкие выделения магнетита, гематита, циркона, апатита и, реже, монацита. Отмечалась также эпигенетическая вкрапленность пирита.

Метапелитовые сланцы составляют до 70% рассматриваемой группы пород. По составу среди них различаются слюдястые, слюдисто-хлоритовые, хлорит-серицитовые, хлоритовые, углисто-серицитовые, существенно-кварцевые (аргиллитовые) и кварц-альбитовые сланцы и филлиты, связанные постепенными переходами. Это темно-серые и серые, слегка буроватые или зеленоватые отчетливо слоистые мелкозернистые, иногда порфиробластические породы.

Наиболее раскристаллизованы слюдястые и слюдисто-хлоритовые сланцы и филлиты, характеризующиеся лепидогранобластовой структурой (рис. 51, б, в). Они состоят в основном (25—70%) из субпараллельно ориентированных мелких (до 0,3 мм) чешуек мусковита и хлорита, заключенных в тонкозернистой (0,05—0,2 мм) кварц-альбитовой основной массе, часто содержащей значительную примесь рудной пыли, пелитоморфного карбоната и мелких зерен эпидота. Кварц и альбит иногда образуют также более крупные (до 0,6 мм) порфиробласты. Реже встречаются чешуйки зеленовато-бурого биотита. К филлитам мы относим отчетливо листоватые их разности, содержащие менее 50% основной массы. В зависимости от количественных соотношений в последней кварца и альбита различаются существенно кварцевые аргиллитовые и кварцитовидные или собственно кварц-альбитовые сланцы и филлиты. Все эти разновидности образуют самостоятельные прослои или тонко (0,5—3 мм) перемежаются друг с другом даже в

пределах одного образца, обуславливая слабую полосчатость этих пород. Из аксессуарных минералов в них встречены магнетит, циркон, апатит и рутил.

Хлорит-серицитовые сланцы более тонкозернистые породы с микролепидобластовой и пелитобластовой структурой (рис. 51, *г*) и состоят из переменных количеств мельчайших (до 0,1 мм) чешуек хлорита и серицита, рассеянных в тонкозернистой основной массе, содержащей обильную примесь пелитоморфного карбоната и рудной пыли. Судя по отдельным более раскристаллизованным участкам, она также состоит главным образом из кварца и альбита. В общей тонкозернистой массе этих пород часто встречаются более крупные (до 0,5 мм) угловатые обломочные зерна кварца и серицитизированного плагиоклаза, свидетельствующие о недостаточной отсортированности исходного материала. Иногда появляются также сходные по размерам порфиробласты новообразованного альбита. По количественным соотношениям главных минералов среди этих сланцев различаются собственно хлоритовые, серицитовые и промежуточные по составу аргиллитовые или кварц-альбитовые разности. Из аксессуарных минералов в них обнаружены магнетит, циркон и апатит. Отмечалась также эпигенетичная вкрапленность пирита.

Углисто-серицитовые сланцы в общем аналогичны вышеописанным, но характеризуются существенно кварцевым составом основной массы и значительной примесью (до 30%) пелитоморфного углистого вещества, образующего рассеянную вкрапленность или неправильные скопления.

Кислые вулканогенные породы широко распространены в нижней и средней частях разреза толщи и ассоциируют с прослоями вулканомиктовых и туфогенных песчаников и алевролитов. В большей части они рассланцованы и преобразованы в порфиroidы, представляющие собой светлые сланцеватые слюдисто-кварц-полевошпатовые породы с реликтовой порфиroidовой структурой. Вкрапленники в них катализированы и часто представлены неправильными и линзовидными гломеробластовыми скоплениями зерен кварца, а также серицитизированного и альбитизированного плагиоклаза. Основная масса микролепидогранобластовая, существенно мусковит-кварц-полевошпатового состава с примесью хлорита, серицита, иногда эпидота и кальцита. Наиболее рассланцованные разности порфиroidов почти не отличаются от слюдистых сланцев, а менее измененные сохраняют все черты исходных кварцевых альбитофиров и их туфов.

Это обычно плотные зеленовато-серые порфиroidовые породы с мелкозернистой, иногда фельзитоподобной основной массой (см. рис. 55, *а*). Вкрапленники составляют до 30% их объема и преимущественно представлены крупными (до 3 мм) гипидиоморфными табличками сильно серицитизированного и альбитизированного олигоклаза (№ 18—30) и, реже, выделениями кварца. Основная масса существенно кварц-полевошпатовая с размером зерен до 0,1 мм. В некоторых их разностях устанавливается реликтовая туфовая текстура, подтверждаемая наличием остроугольных зерен кварца и плагиоклаза. Аксессуарные минералы — магнетит и циркон.

В процессе метаморфизма альбитофиры претерпели перекристаллизацию с появлением новообразованного альбита, хлорита, серицита и реже мусковита, биотита и эпидота.

Весь ряд метаморфических преобразований эффузивов, вплоть до превращения их в порфиroidы и сланцы, нередко прослеживается в пределах одного прослоя.

Результаты химических анализов метаморфических сланцев, песчаников и порфировидов
нижне-среднепалеозойского метаморфического комплекса, вес. %

Номер пробы	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	S	SO ₃	H ₂ O ⁺	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
ХП—108 ^a	72,70	0,05	13,03	0,12	2,17	0,05	2,25	2,05	3,77	1,17	0,03	0,41	0,04	—	0,12	—	2,00	99,96
ХП—105	63,10	0,20	15,75	0,77	2,59	0,11	1,85	1,90	0,19	9,75	0,06	1,57	0,08	—	0,17	—	3,84	100,95
ХП—105 ^b	68,40	0,55	11,40	0,42	5,03	0,04	5,30	0,91	2,08	0,91	0,15	0,58	0,04	—	0,31	—	4,50	100,62
ХП—106 ^a	75,40	0,15	13,16	0,36	1,93	0,03	0,65	0,49	5,25	1,56	0,03	0,03	0,03	—	0,17	—	0,94	100,18
ХП—106 ^b	75,15	0,10	12,65	0,14	1,85	0,03	0,95	0,80	4,91	1,17	0,05	0,05	0,04	—	0,17	—	1,60	99,06
ХП—107	46,67	1,00	25,47	1,64	7,25	0,03	3,50	0,63	1,35	6,24	0,31	0,03	0,05	—	0,45	—	6,00	100,62
ХП—107 ^a	64,42	0,55	16,00	0,72	3,73	0,06	1,80	1,70	2,61	6,10	0,17	0,08	0,04	—	0,20	—	1,72	99,90
ХП—109 ^b	69,81	0,15	16,48	1,18	0,72	0,05	0,80	0,14	3,88	4,93	0,03	0,03	0,03	—	0,18	—	1,90	100,31
ХП—110 ^a	70,30	0,40	13,59	0,78	3,23	—	1,75	0,42	2,85	4,47	0,08	0,02	0,04	—	0,17	—	1,68	99,78
Ш—113	76,62	Сл	12,03	0,60	0,39	0,02	0,21	1,38	4,41	3,64	0,01	—	—	—	0,48	0,05	0,25	99,89
Ш—135	49,33	0,90	17,45	4,29	3,96	0,18	3,77	7,98	5,46	0,85	0,39	—	—	—	3,00	0,06	2,15	99,71
Ш—140	46,45	0,81	16,18	3,69	4,86	0,18	5,66	9,38	3,82	0,57	0,42	—	—	Сл	2,86	0,06	2,96	99,84
Ш—146	74,35	0,19	12,77	1,63	0,10	0,01	0,28	0,60	3,17	6,18	0,02	—	—	Сл	0,41	0,03	0,21	99,92
Ш—149	43,09	2,00	12,60	3,10	9,23	0,17	10,83	9,73	2,39	2,05	0,29	—	—	0,02	2,57	0,20	2,50	100,57
Ш—158	69,13	0,68	13,10	1,83	2,27	0,06	3,73	1,51	3,16	2,10	0,26	—	—	—	2,01	0,04	0,25	100,09
Ш—161	49,59	1,26	15,18	3,05	7,53	0,17	7,94	8,36	3,22	0,84	0,18	—	—	—	2,43	—	0,37	100,14
Ш—174	76,88	0,18	12,31	1,47	0,20	0,01	0,03	0,58	2,77	5,49	0,01	—	—	—	0,42	0,09	0,17	100,32
Ш—176	38,71	0,45	11,13	1,58	3,21	0,16	3,58	19,59	1,23	2,17	0,10	—	—	—	2,95	0,15	14,70	99,56
Ш—235	66,28	0,37	16,77	1,16	3,31	0,06	4,53	0,40	0,13	3,34	Сл	0,00	—	—	3,35	0,44	0,35	100,49
Ш—266	76,43	0,20	11,67	1,18	0,59	0,02	0,11	0,77	3,48	4,82	0,02	—	—	—	0,34	0,05	0,19	99,82
Ш—271	44,97	1,37	16,80	5,36	5,77	0,21	6,02	10,75	3,71	1,95	0,26	—	—	—	1,79	0,07	0,64	99,60
Ш—280	67,65	0,62	13,37	2,67	3,49	0,13	1,35	3,02	4,13	1,23	0,13	—	—	—	1,56	—	0,18	99,53
П—635 ^b	68,83	0,29	15,28	2,49	1,54	0,03	1,33	2,40	3,20	2,63	Сл	0,33	—	—	1,20	0,44	—	99,99
Ш—109	74,96	0,22	12,76	0,98	0,68	0,03	0,81	1,23	6,02	1,12	0,02	—	—	0,03	0,56	—	0,05	99,56
Ш—142	71,60	0,21	13,57	0,84	0,67	0,02	0,09	0,98	4,44	6,52	0,05	—	—	—	0,85	0,05	0,50	100,12
Ш—149	80,10	Сл	10,74	0,69	0,13	0,01	0,44	0,96	2,34	3,46	0,01	—	—	—	1,09	0,18	0,18	100,14
Ш—153	62,72	0,65	14,56	2,47	2,74	0,10	3,89	2,16	2,52	5,08	0,19	—	—	Сл	2,71	0,15	0,23	100,02
Ш—328	72,64	0,17	14,13	1,01	0,29	0,02	0,03	0,71	4,41	5,82	0,03	—	0,21	—	0,35	0,03	0,45	100,17
Ш—311	73,89	0,26	13,31	0,96	0,15	0,04	0,38	1,53	4,93	3,55	0,07	—	—	0,02	0,69	0,03	0,48	100,26
Ш—377	72,65	Сл	15,43	0,65	0,35	0,03	0,96	1,06	6,81	1,31	0,02	—	—	—	0,77	—	0,63	100,69
Ш—379	66,70	0,52	15,82	1,31	2,45	0,04	2,09	0,46	4,95	3,90	0,16	—	—	—	1,57	0,05	0,29	100,26

Примечание. Пробы 108^a, 105, 105^b, 106^a, 113, 146, 174—хлорит-серицитовые сланцы; 149 и 235—слюдисто-хлоритовые сланцы; 106^a, 109^b, 110^a, 161, 280—биотитовые и двуслюдяные сланцы; 107—силлиманит-слюдистые сланцы; 107^a—мигматизированный биотитовый сланец; 176—известковисто-хлоритовый сланец; 135, 140, 158, 271—эпидот-хлоритовые сланцы; 266—туфо-песчаник; 635^b, 109, 142, 149, 153, 311, 328, 377, 379—метаморфизованные кислые эффузивы (порфиroidы).

В заключение отметим, что для всех этих пород характерны многочисленные тонкие кварц-альбитовые прожилки с хлоритом и серицитом, а также тонкие пленки гематита на плоскостях трещин.

Химический состав рассматриваемых пород (табл. 33, рис. 52) варьирует в широких пределах, что полностью согласуется с отмеченными выше петрографическими их особенностями. Обращает на себя внимание, что большинство метаморфических сланцев обогащены кремнеземом и сходны по составу. Причем некоторые слюдистые (пр. 106^а, 106^в) и слюдисто-хлоритовые (пр. 109^е) их разности по соотношениям главных компонентов приближаются к кислым вулканогенным породам, а отдельные хлорит-серицитовые сланцы (пр. 146, 174) совершенно аналогичны по химизму туфопесчаникам (пр. 266). Все это свидетельствует о том, что они образовались как за счет обычных пелитовых, так и вулканогенно-осадочных отложений типа туффитов и туфоаргиллитов и, возможно, кристаллопластических пепловых туфов. Кислые вулканогенные породы и туфопесчаники по составу образуют единый петрохимический ряд. По содержанию кремнезема и глинозема они варьируют от андезито-дацитов до липаритов, но отличаются меньшим количеством фемических компонентов и свойственным альбитофирам повышенным содержанием щелочей, особенно натрия. Порфиroidы (пр. 635^б) по составу приближаются к сланцам.

Главнейшие особенности типоморфных минералов

Типоморфными минералами для рассматриваемой группы пород являются альбит, мусковит, серицит и хлорит.

Как отмечалось, альбит с кварцем составляет мелкозернистую основную массу этих пород и иногда более крупные порфиробластические выделения. Он обычно совершенно свежий, лишен двойников и по составу отвечает наиболее кислым разновидностям (№ 3—5). Содержание его в серицит-хлоритовых сланцах определить невозможно, а в более раскристаллизованных слюдистых разностях достигает 35—40%.

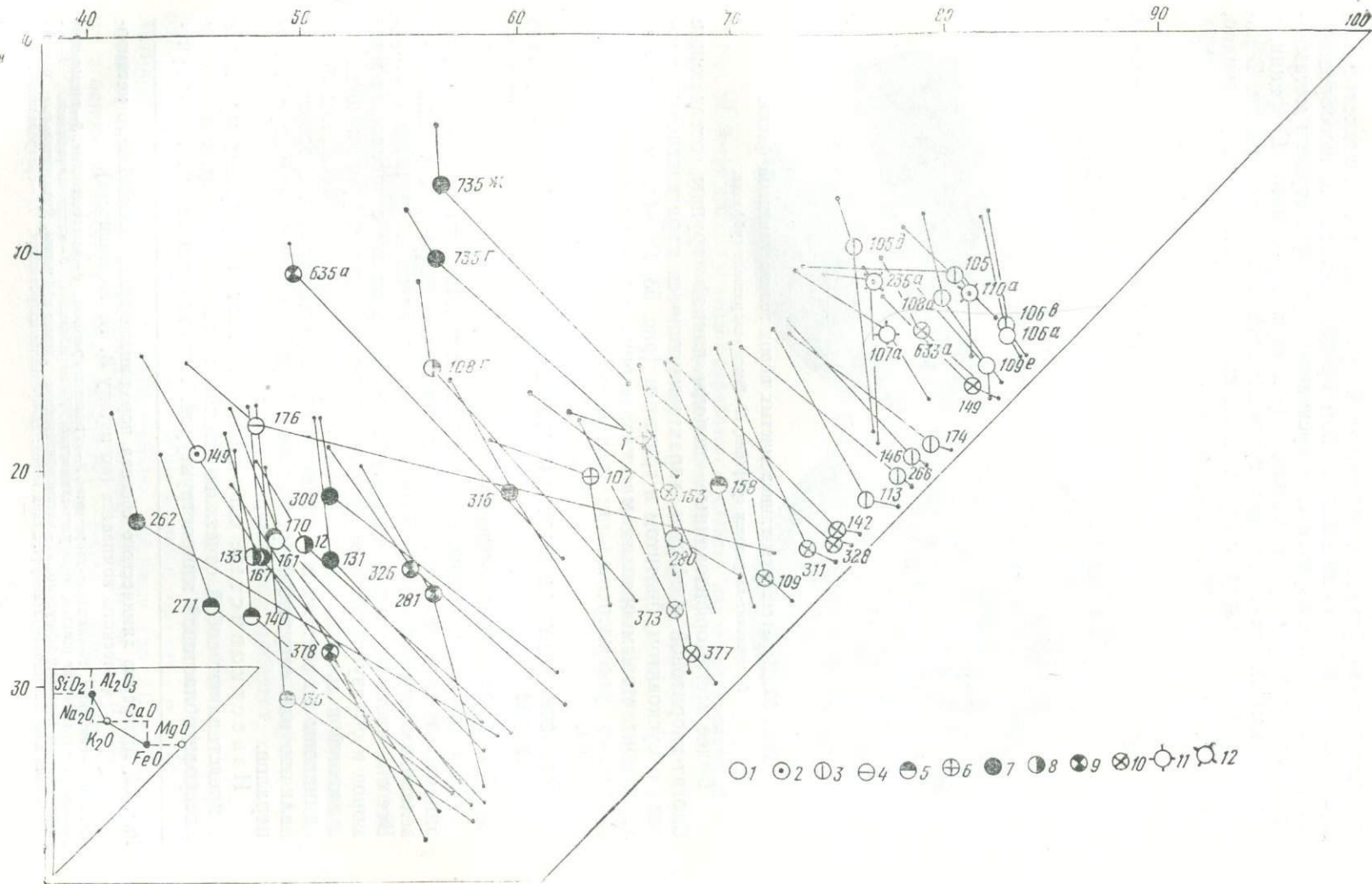
Мусковит — существенный (до 20%) компонент слюдистых и слюдисто-хлоритовых сланцев, в которых образует мелкие субпараллельно ориентированные чешуйки в ассоциации с хлоритом и, реже, зеленовато-бурым биотитом. Судя по оптическим данным ($N_g = 1,586$, $N_g - N_p = 0,038 - 0,042$, $2v = 42 - 45^\circ$) он представлен обычной разновидностью.

Серицит особенно широко развит в этих породах, достигая содержания 60%. Он, вероятно, представлен мелкочешуйчатым гидромусковитом или парагонитом, так как двупреломление его ($N_g - N_p = 0,030 - 0,036$) в большинстве случаев ниже, чем у обычного мусковита.

Хлорит также один из наиболее распространенных минералов. Он образует мелкочешуйчатые агрегаты и представлен в основном бледно-зеленым пеннином, судя по оптическим свойствам ($N_g \approx N_m = 1,620 - 1,632$, $N_g - N_p = 0,006 - 0,009$), с общей железистостью порядка 45—50%.

Минеральные парагенезисы и фациальные особенности пород

Как видно из вышеизложенного, регионально метаморфизованные породы данной группы характеризуются в основном парагенезисами хлорита с серицитом или мусковитом при постоянном присутствии кварца и альбита (рис. 53, I). Фациальный анализ подобных низкотемпера-



- 1 ● 2 ⊖ 3 ⊕ 4 ⊖ 5 ⊕ 6 ● 7 ● 8 ● 9 ⊗ 10 ⊖ 11 ⊗ 12

турных метаморфических образований разработан еще недостаточно. На данном этапе исследований нам представляется целесообразным выделить серицит-хлоритовую и мусковит-хлоритовую ступени метаморфизма и относить первую из них к филлитовой (цеолитовой) фации, а вторую к мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. В качестве границы между ними в бедных кальцием метапелитах, очевидно, следует принимать изограду мусковита.

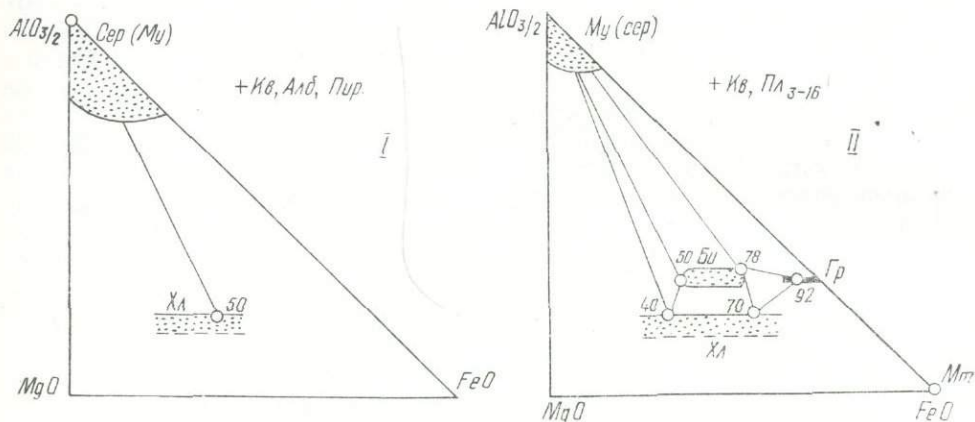


Рис. 53. Парагенезисы глиноземистых пород зеленосланцевой фации.

I—мусковит-хлоритовая субфация, II—биотит-хлоритовая субфация.

Более метаморфизованные породы данной группы, отвечающие биотит-хлоритовой субфации, характеризующиеся парагенезисами хлорита с мусковитом, биотитом и гранатом (рис. 53, II) обычно приурочены к контактовым ореолам массивов герцинских гранитоидов и будут подробнее рассмотрены при характеристике контактового метаморфизма.

ИЗВЕСТКОВИСТО-АЛЮМОСИЛИКАТНЫЕ ПОРОДЫ

Петрографическая характеристика

Эта группа пород охватывает известковистые, хлорит-эпидотовые, эпидот-актинолитовые и хлорит-актинолитовые пара- и ортосланцы и зеленокаменные вулканогенные породы основного и среднего состава. Все они часто перемежаются друг с другом, а также с прослоями мраморов и образуют мощные вулканогенно-карбонатно-терригенные пачки в нижней и средней частях разреза толщи. Пара- и ортосланцы почти одинаковы по составу и внешнему виду и распознаются в основном по наличию или отсутствию реликтовых вулканогенных структур и минералов.

Известковистые сланцы тяготеют к прослоям мраморов и представляют собой отчетливо слоистые зеленовато-серые породы с алевролитобластовой микроструктурой. Практически это те же хлорит-

Рис. 52. Диаграмма химического состава пород ниже-среднепалеозойского метаморфического комплекса (по методу В. Н. Лодочникова).

Сланцы: 1—сланцевые, 2—сланцисто-хлоритовые, 3—серицит-хлоритовые, 4—известковистые, 5—эпидот-хлоритовые, 6—силлиманит (дистен, андалузит-сланцевые), 7—амфиболовые, 8—эпидот-амфиболовые, 9—зелено-каменные основные эффузивы, 10—метаморфизованные кислые эффузивы. Дополнительные обозначения для контактово-метаморфических пород: 11—фельшпатизированных, 12—окварцованных.

кварц-альбитовые сланцы, но содержащие до 40% пелитоморфного карбоната, рассеянного в основной их массе или образующего отдельные скопления и тонкие (до 1,0 мм) слои.

Хлорит-эпидотовые сланцы — фишашково-зеленые и зеленовато-серые породы с микрогранобластовой или лепидогранобластовой структурой. Они состоят из мелкокристаллического (до 0,2 мм) агрегата эпидота, хлорита, кварца, альбита и кальцита, заключенного в тонкозернистой сосюритовой основной массе с примесью рудной пыли и лейкоксена. Иногда в них наблюдается слабая полосчатость, обусловленная чередованием тонких (до 0,5 мм) слоев обогащенных эпидо-

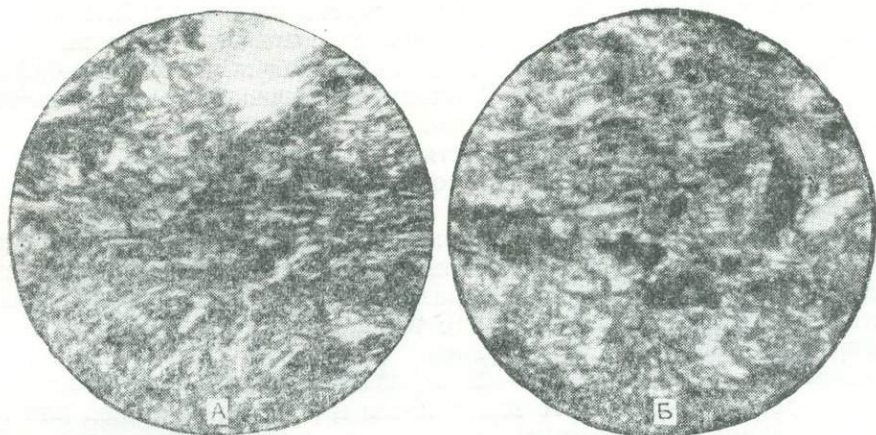


Рис. 54. Амфиболовые и эпидот-амфиболовые сланцы ниже-средне-палеозойского метаморфического комплекса.

А—актинолит-хлоритовый, Б—эпидот-актинолитовый.

том и хлоритом или кварц-альбитовым материалом. В случае значительной примеси карбоната вместо эпидота часто появляются клиноцонзит.

Наиболее распространены эпидот-актинолитовые и хлорит-актинолитовые сланцы, темно-зеленые и зеленовато-серые плотные мелкозернистые, иногда порфиробластические и полосчатые породы. Они характеризуются нематогранобластовой микроструктурой и состоят из мелких (0,05—0,3 мм), удлиненных по сланцеватости зерен кварца, альбита, эпидота и хлорита, среди которых рассеяны многочисленные (30—60%) субпараллельно ориентированные тонкопризматические и игольчатые выделения актинолита (рис. 54). Реже встречаются чешуйки хлоритизированного биотита и скопления карбоната.

Количественные соотношения всех этих минералов не постоянные и указанные петрографические разновидности пород определяются по преобладанию в ассоциации с актинолитом эпидота или хлорита. Из аксессуаров в них установлены мартитизированный магнетит, гематит, сфен, циркон и апатит.

Полосчатость в этих сланцах обусловлена чередованием тонких слоев, обогащенных цветными и светлыми минералами. Порфиробласты в них представлены актинолитом и, реже, кварцем и альбитом. Актинолит обычно образует относительно крупные (до 2,0 мм) гипидиоморфные таблички без концевых граней, связанные с его иголочками в основной массе, а кварц и альбит — более мелкие (до 0,8 мм) ксеноморфные выделения. Они возникли в результате собирательной перекристаллизации мелкозернистого материала и своим удлинением

обычно ориентированы по сланцеватости. Однако отмечались случаи и дискордантного их расположения, что указывает на возможность наложенного более позднего проявления этого процесса после изменения плана тектонических деформаций.

В этих породах местами сохранились реликтовые порфи́ровая и кристаллокластическая структуры и миндалекаменная текстура, свидетельствующие об их первоначально вулканогенной природе. Первичные вкрапленники в них представлены выделениями (0,5—2,0 мм) роговой обманки, часто нацело замещенной актинолитом или мелкокристаллическим агрегатом хлорита, эпидота, рудного минерала, кварца и карбоната, а также интенсивно сосюритизированным и альбитизированным плагиоклазом. Не исключено, что зародышами упоминавшихся выше порфи́робластов актинолита и альбита служили псевдоморфозы по первичным вкрапленникам. Миндалины обычно выполнены кальцитом, иногда в ассоциации с эпидотом, хлоритом, кварцем и альбитом.

Судя по отмеченным особенностям, эти сланцы образовались в основном за счет спилитов, а также порфи́ритов, туфов и, возможно, туффи́тов основного и среднего состава.

Менее рассланцованные эффузивы, представленные зеленокаменными спилитами и амфибол-плагиоклазовыми порфи́ритами, встречаются в ассоциации с этими сланцами в разрезах толщи по рекам Коктепе, Матоват и на других участках. Это темно-зеленые плотные массивные порфи́ровые породы. Вкрапленники (25—30%) в них представлены различными по размерам (0,3—1,2 мм) выделениями сосюритизированного и карбонатизированного плагиоклаза и роговой обманкой или пироксеном, нацело замещенными хлоритом, эпидотом и кальцитом. Основная масса их интерсервальная или пилотакситовая и состоит из хлорита (до 50%), иголочек актинолита (15—20%) и лейст альбита (20—25%) с обильной примесью эпидота, пелитоморфного карбоната, лейкоксена и рудной пыли. В спилитах встречаются единичные миндалины, выполненные кальцитом, с мелкозернистыми эпидот-хлоритовыми оторочками. Первоначальные особенности строения и состава лучше всего сохранились в плагиоклазовых порфи́ритах (рис. 55, б).

Среди всех этих пород часто встречаются тонкие (до 5 мм сингенетичные прожилки пренита, альбита, хлорита, эпидота, гематита и кальцита. Особенно широко развиты кальцитовые прожилки, достигающие мощности 25—30 см и протяженности в несколько десятков метров.

Химический состав рассматриваемых пород (табл. 34, рис. 52) также весьма разнообразный и полностью согласуется с их петрографическими особенностями. Все они, по сравнению с метапелитовыми сланцами, обогащены магнием и кальцием с примерно равными их соотношениями. Только в некоторых известковистых (пр. 18—149) и карбонатизированных актинолитовых (пр. 262) сланцах кальций преобладает над магнием. Обращает на себя также внимание, что хлорит-эпидотовые сланцы в отличие от известковистых характеризуются повышенным содержанием глинозема. Эпидот-актинолитовые и хлорит-актинолитовые сланцы близки по составу и вместе с зеленокаменными эффузивами образуют два петрохимических ряда, различающихся главным образом по содержанию глинозема. Малоглиноземистый ряд составляют спилиты (пр. 635^а) и аподиабазовые актинолитовые сланцы (пр. 735^г, 735^ж), а высокоглиноземистый — метапорфи́риты и остальные эпидотовые и актинолитовые сланцы. Следует заметить, что к последним близки по составу и некоторые слюдяные сланцы (пр. 161). Содержание и соотношения щелочей во всех этих породах непостоянные и, по-видимому, определяются особенностями метаморфизма.

Главнейшие особенности типоморфных минералов

Минеральные парагенезисы рассматриваемой группы пород определяются в основном актинолитом, эпидотом, хлоритом и карбонатом.

Актинолит наиболее распространенный (до 60%) минерал, образующий порфириобласты и тонкопризматические выделения в мелкозернистой основной массе пород в ассоциации с кварцем, альбитом, хлоритом, эпидотом, карбонатом и, реже, биотитом. Характеризуется слабым плеохроизмом в бледных зеленых тонах и обычными оптическими свойствами — $N_g=1,642-1,648$, $N_g-N_r=0,012-0,020$, $2V=78-84^\circ$, $CN_g=14-18^\circ$. Иногда встречаются слабо зональные таблички актинолита, с более сочной голубовато-зеленой окраской и повышенным показателем преломления ($N_g=1,678$) в периферической зоне.

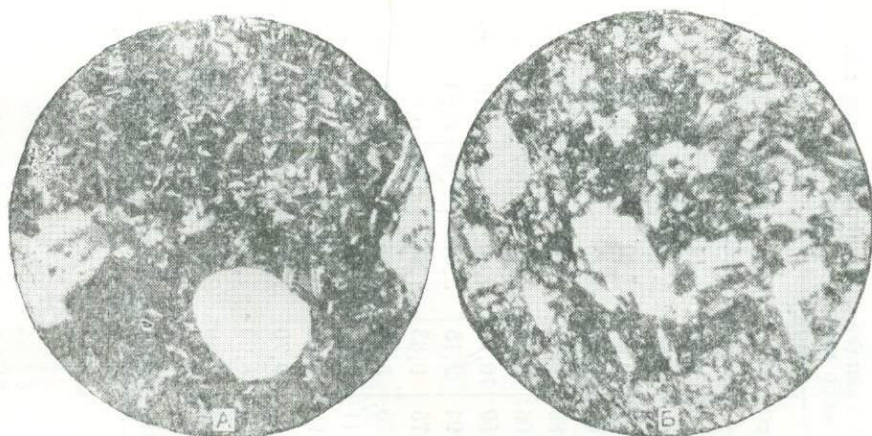


Рис. 55. Метаморфизованные вулканогенные породы.

А—кварцевый альбитофир, Б—порфирит.

Они, вероятно, отражают начальную стадию превращения его в более высокотемпературную сине-зеленую роговую обманку. По оптическим данным, общая железистость бледно-зеленого актинолита составляет 25—30%, а голубовато-зеленого — возрастает до 45%. При диафторезе актинолит замещается хлоритом и карбонатом.

Эпидот образует мелкозернистые агрегаты, реже более крупные (до 0,5 мм) выделения в основной массе пород в количестве от 5 до 30%, иногда до 50%. Судя по оптическим свойствам ($N_g=1,773-1,764$, $N_g-N_r=0,038-0,046$, $2V=72-78^\circ$), общая железистость его по имеющимся корреляционным диаграммам (Винчелл, 1953; Кепежинскас, Хлестов, 1971) колеблется от 18 до 30%. В маложелезистых известковистых породах вместо эпидота появляется клиноцоизит.

Хлорит — также существенный компонент этих пород, составляющий до 40% их объема. Он обычно представлен чешуйками и бесформенными массами бледно-зеленого пегматита с характерной аномальной интерференционной окраской. Общая железистость, рассчитанная по уравнению линейной регрессии (Кепежинскас, 1965), колеблется, как и у актинолита, в пределах 30—45% ($N_g \approx N_m=1,608-1,622$).

Карбонат составляет до 50% объема пород и представлен в основном пелитоморфным и мелкокристаллическим кальцитом. Реже встречаются мелкие ромбовидные выделения доломита.

Результаты химических анализов амфиболовых сланцев и метапорфиритов ниже-среднепалеозойского метаморфического комплекса, вес. %

Номер пробы	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	S	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	П. п. п.	Сумма
Ш-12	48,90	1,30	16,84	4,49	6,39	0,06	5,90	9,50	2,05	1,73	0,27	—	—	1,65	0,17	0,50	99,79
ХП-108 ^Г	49,78	1,38	17,13	1,71	7,40	0,14	6,60	8,00	3,80	0,85	0,26	0,08	0,09	0,12	—	2,40	99,74
Ш-133	48,48	1,11	16,22	3,10	5,49	0,16	8,06	10,55	3,04	0,88	0,16	—	—	2,09	0,12	0,26	99,60
Ш-167	48,97	1,34	15,12	2,84	7,73	0,16	7,95	7,75	3,67	0,79	0,21	—	—	2,36	0,05	0,72	99,61
Ш-170	47,21	1,70	14,71	4,36	6,76	0,20	6,89	9,17	2,94	1,57	0,26	—	—	2,65	0,18	1,15	99,57
Ш-171	50,32	2,25	14,75	5,79	6,61	0,17	5,06	6,52	3,60	0,67	0,18	—	—	2,44	0,28	1,29	99,97
Ш-262	41,10	1,21	14,53	7,43	3,87	0,21	6,69	16,13	2,56	0,85	0,19	—	—	1,85	0,09	3,52	100,14
Ш-281	52,63	1,10	16,83	3,16	6,59	0,14	5,94	2,15	3,01	2,44	0,23	—	—	4,52	0,56	1,53	100,27
Ш-300	52,24	1,19	15,35	3,19	9,04	0,25	5,75	9,83	1,84	0,42	0,08	—	—	0,73	—	0,11	100,02
Ш-316	59,34	0,56	13,98	1,76	4,64	0,13	6,20	5,44	2,85	2,39	0,10	—	—	2,04	0,12	0,17	99,60
Ш-326	50,40	1,03	15,64	2,82	6,38	0,14	4,11	6,47	3,04	3,34	0,29	—	0,07	3,61	0,15	2,46	99,77
Ш-378	46,71	1,00	17,36	3,73	5,77	0,18	5,98	3,94	4,05	3,71	0,28	—	—	4,28	0,46	2,74	99,73
П-635 ^{а-ж}	46,14	0,61	15,13	3,23	12,85	0,07	8,31	10,70	1,18	0,49	0,00	0,00	—	0,94	0,32	—	99,97
П-735 ^Г	44,76	1,80	11,03	9,25	10,03	0,17	5,64	8,20	1,85	1,83	—	—	—	5,09	0,24	0,00	99,89
П-735 ^{жк}	49,24	1,08	6,29	9,64	10,94	0,23	5,45	7,40	2,49	0,27	—	—	—	3,95	0,24	2,61	99,83

Примечание. Пробы Ш-12, ХП-108^Г, Ш-333—эпидот-актинолитовые сланцы; Ш-167, Ш-170, Ш-131, Ш-262, Ш-300, Ш-361, П-735^Г, П-735^{жк}—актинолитовые сланцы; Ш-281, Ш-362, Ш-378, П-635^а—зеленокаменные спилиты.

**Минеральные парагенезисы
и фациальные особенности пород**

Соотношения минеральных парагенезисов и зависимость их от состава и условий метаморфизма этих пород мы рассмотрим в системе: $\text{CaO}-(\text{Mg, Fe})\text{O}-\text{AlO}_{3/2}$. Анализ имеющегося материала позволяет отметить для них две последовательные температурные ступени метаморфизма: эпидот-хлоритовую и эпидот-актинолитовую.

Первая из них (рис. 56, I) характеризуется парагенезисами эпидота и доломита с кальцитом или хлоритом в присутствии кварца, альбита, лейкоксена и, реже, пирита, которые свойственны известковистым, карбонатно-эпидотовым и хлорит-эпидотовым сланцам. Следует отметить, что в парагенезисе с кальцитом устойчив эпидот с минимальной

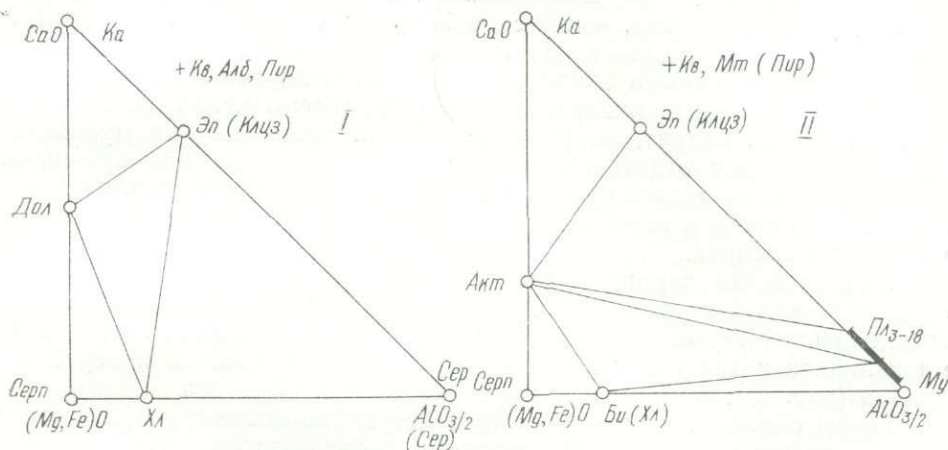


Рис. 56. Парагенезисы амфиболовых пород зеленосланцевой фации.
I—эпидот-хлоритовая, II—эпидот-актинолитовая субфации.

железистостью, вместо которого часто появляется клиноцоизит. Это свидетельствует о том, что его состав и парагенезисы полностью определяются химизмом этих пород.

На более высокотемпературной эпидот-актинолитовой ступени метаморфизма (рис. 56, II) в породах доломит сменяется актинолитом и наряду с хлоритом иногда появляется биотит, а также несколько возрастает основность плагиоклаза. Для нее характерны парагенезисы актинолита с кальцитом, эпидотом (клиноцоизитом), альбитом или олигоклаз-альбитом, хлоритом и реже зеленовато-бурым низкотемпературным биотитом в присутствии кварца и аксессуарных магнетита и сфена. Они представляют наиболее распространенные карбонат-эпидот-актинолитовые, эпидот-актинолитовые и хлорит-актинолитовые сланцы. В парагенезисах с кальцитом в них также более устойчив клиноцоизит. Изменения минеральных парагенезисов на этой ступени метаморфизма, несомненно, обусловлены повышением температуры, а их соотношения также полностью определяются исходным составом пород. Это свидетельствует об изохимическом (в отношении инертных компонентов) характере обусловившего их метаморфизма.

Породы эпидот-хлоритовой ступени, по нашему мнению, следует относить к филлитовой (цеолитовой) фации, а эпидот-актинолитовой— к низкотемпературной (мусковит-хлоритовой) субфации зеленосланцевой фации.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Эта группа пород объединяет мраморизованные известняки и мраморы, образующие различные по мощности прослои и горизонты среди отложений алмалыкской и мастоватской свит и почти полностью слагающих караканскую свиту (рис. 48). Среди них преобладают кальцитовые известняки и мраморы, реже встречаются доломитистые их разности и единичные прослои доломитов.

Это обычно серые и светло-серые, почти белые массивные и толстослоистые, реже тонкослоистые, в различной степени раскристаллизованные породы. Иногда в них наблюдается полосчатость, обусловленная последними скоплениями углистого вещества. Они характеризуются гетерогранобластовой микроструктурой и состоят из различных по размерам (до 1, 2 мм) неправильных и гипидиоморфных зерен кальцита и, реже, доломита, часто с двойниками скольжения. Терригенная примесь в них составляет до 15% и представлена окатанными или неправильными зернами кварца, разложенного плагиоклаза и циркона. Из новообразованных минералов в них установлены кварц, альбит, эпидот, актинолит, хлорит, магнетит, гематит и реже чешуйки мусковита, которые образуют отдельные включения, скопления или прожилки. Широко развиты также прожилки, сложенные крупнокристаллическим кальцитом, иногда в ассоциации с идиоморфными выделениями эпидота и лейстами альбита.

Минеральные парагенезисы известняков и мраморов, как и для предшествующей группы пород, отвечают эпидот-хлоритовой и эпидот-актинолитовой ступеням метаморфизма и характеризуются ассоциациями кальцита и эпидота с доломитом или актинолитом, в присутствии кварца (рис. 56), но при резком преобладании карбонатов.

Таким образом, породы всех трех петрохимических групп, несмотря на существенные различия минеральных парагенезисов, обусловленных спецификой исходного состава, сформировались в тесной взаимосвязи в единый этап регионального метаморфизма, проявлявшийся в условиях филлитовой и низкотемпературной части зеленосланцевой фаций.

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Рассмотренные выше регионально метаморфизованные породы нижне-среднепалеозойского комплекса во многих местах попадают в пределы контактовых ореолов герцинских массивов гранитоидов и и под их воздействием испытали различные изменения. Особенно интенсивные и разнообразные структурные и минеральные преобразования они претерпели в бассейне р. Шатрут, где отложения мастоватской свиты непосредственно прорываются Шатрутским массивом позднегерцинских порфиридных гранитов. Во внутренней зоне (150—200 м) широкого (до 1 км) контактового его ореола вмещающие, первоначально слабо метаморфизованные породы превращены в интенсивно мигматизированные и фельдшпатизированные кристаллические сланцы и гнейсы с гранатом, андалузитом и силлиманитом, амфиболиты и мраморы, весьма напоминающие подобные образования амфиболитовой фации. Поэтому не случайно они относились ранее (Головин, 1948) к более древней диобгинской свите. П. Н. Подкопаев и М. М. Лебедь еще в 1949 г. показали контакто-метаморфическую природу этих пород, что полностью подтвердилось результатами наших исследований с В. А. Хохловым (1962), а также Хохлова и др. (1963); О. А. Шнипа (1966) и др. Общие закономерности метаморфических преобразований

рассматриваемых толщ под воздействием герцинских гранитоидов дополнительно изучались нами в 1971 г.

По полученным данным, наиболее представительный контактовый ореол Шатрутского массива характеризуется отчетливой метаморфической зональностью, местами осложненной воздействием послонных и секущих его апофиз. Она, несомненно, обусловлена градиентом температур и отражает определенную стадийность метаморфических и метасоматических преобразований вмещающих пород мастоватской свиты. Причем в связи с косесекущим положением контакта с гранитами, нередко удается проследить по простираанию пластов пород различного исходного состава всю последовательность структурных и минеральных превращений.

Повсеместно наблюдается, как по мере приближения к гранитам серицит-хлоритовые и другие метапелитовые сланцы подвергаются все большей перекристаллизации с последовательным появлением биотита, граната, андалузита и силлиманита и превращаются в кристаллические сланцы и затем гнейсы.

Особенно широко развиты хлорит-биотитовые и двуслюдяные гранатосодержащие сланцы, слагающие обширную (0,5—0,8 км) внешнюю зону контактового ореола. Они характеризуются лепидогранобластовой структурой и состоят из субпараллельно ориентированных чешуек мусковита и биотита, а также единичных зерен граната, заключенных в мелко-среднекристаллической слюдисто-хлорит-кварц-альбитовой основной массе. По оптическим данным, новообразованный гранат имеет железистость 90—92% и ассоциирует с высокожелезистыми хлоритом ($F=70\%$) и биотитом ($F=76\%$). В ассоциации только с мусковитом, по оптическим же данным, железистость последнего снижается до 50%, а хлорита—до 40%. Состав и соотношения минеральных парагенезисов этих сланцев (см. рис. 53. II) полностью определяются их исходным химизмом. В связи с этим, они рассматриваются нами как результат только термального воздействия массива и относятся к продуктам изохимического регионально-контактового метаморфизма.

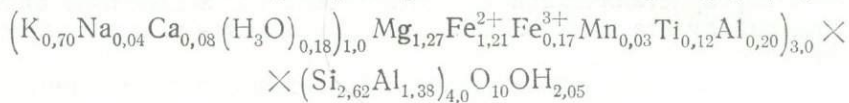
Кристаллические сланцы и гнейсы непосредственно приурочены к узким (до 150 м) внутренним приконтактовым зонам массива и несут явные признаки привноса вещества из магмы, выражающиеся в их мигматизации и фельдшпатизации. Это породы с лепидогранобластовой структурой, состоящие из средне-крупнозернистого (0,2—0,5 мм) агрегата кварца, кислого олигоклаза и мусковитизированного биотита. Реже встречаются единичные мелкие зерна граната, андалузита и иголки силлиманита (фибrolита). Последние обычно размещаются в интерстициях кварца и плагноклаза, а также избирательно замещают биотит. Количественные соотношения всех этих минералов не постоянны. Для гнейсов характерна полосчатость, обусловленная чередованием тонких меланократовых и лейкократовых слоев. В их фельдшпатизированных разностях, непосредственно тяготеющих к инъекциям гранитов, появляется калиевый полевой шпат, подчеркивающий полосчатость гнейсов и также образующий порфиробласты (рис. 57). Из акцессорных минералов в этих породах установлены магнетит, циркон, монацит и сравнительно крупные неправильные выделения пневматолитового апатита.

Алевролиты и песчаники во внутренней зоне контактового ореола преобразуются в плотные среднезернистые гранобластовые породы, весьма напоминающие гранито-гнейсы.

Эпидот-актинолитовые сланцы и метавулканиты по мере приближения к гранитам превращаются в биотит-роговообманковые кристалли-

ческие сланцы и амфиболиты. При этом, наряду с перекристаллизацией в них постепенно исчезают карбонат и эпидот, что сопровождается повышением основности плагиоклаза вплоть до появления андезина (№ 35—40). Одновременно пропадает хлорит, появляется все большее количество биотита, а актинолит сменяется сине-зеленой и, затем, обыкновенной роговой обманкой. Вместо лейкоксена образуется сфен, достигающий содержания 5%.

Состав биотита из этих пород, по данным О. А. Шнипа (1966), характеризуется следующими результатами химического анализа (вес. %): $\text{SiO}_2=34,34\%$; $\text{FeO}_2=2,08$, $\text{Al}_2\text{O}_3=17,41\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3=3,02\%$, $\text{FeO}=18,86\%$, $\text{MnO}=0,36\%$; $\text{MgO}=10,84\%$, $\text{CaO}=1,03\%$, $\text{K}_2\text{O}=7,15\%$, $\text{Na}_2\text{O}=0,27\%$, $\text{H}_2\text{O}^+=3,29\%$, $\text{H}_2\text{O}^-=0,24\%$, $\text{P}_2\text{O}_5=0,04\%$, $\text{F}=0,50\%$, сумма=99,22%. Пересчет этих данных катионным методом позволил получить для него следующую кристаллохимическую формулу:



Общая железистость биотита равна 55%. Как видно из приведенных данных, по особенностям химизма он аналогичен биотитам из амфиболовых пород эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций нижне-палеозойского и докембрийского метаморфических комплексов (см. рис. 9—14). В рассматриваемых породах биотит несколько варьирует по составу. В частности, судя по оптическим данным, в некоторых их разностях железистость его снижается до 30—35%.

Представление о составе амфиболов из этих пород можно получить по результатам трех химических анализов (табл. 35), заимствованных из работы В. А. Хохлова и др. (1967), а также вычисленным по ним кристаллохимическим формулам (табл. 36). Как видно из приведенных данных, по особенностям химизма они также близки к амфиболам из пород эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (рис. 19, 20). Общая их железистость по результатам этих анализов варьирует в пределах 33,0—59,3%, что подтверждается и оптическими данными.

Карбонатные породы с повышением температуры преобразуются в крупнокристаллические гранобластовые мраморы с включениями новообразованных диопсида, граната и эпидота.

Инъекционная мигматизация приурочена к узкой (50—60 м) приконтактной зоне массива, а также образует маломощные (до 15 м) оторочки в зальбандах межпластовых его апофиз, иногда сменяя их по простиранию. Она накладывается на наиболее высокотемпературные сланцы и гнейсы и, несомненно, служит одним из условий их образования. Магматические инъекции представлены различными по мощности (2—3 мм—0,5 м), преимущественно послыонными жилами лейкократовых гранитов, составляющими от 10 до 60% объема зон мигматизации. С ними тесно связана метасоматическая фельдшпатизация пород субстрата, которая обуславливает возникновение в них мелкозернистых агрегатов или порфиробластов микроклина и позже альбита (рис. 57). С удалением от зон мигматизации фельдшпатизация сменяется кислотным выщелачиванием пород.

Отмеченные особенности и последовательность метаморфических преобразований пород выдерживаются также в контактовых ореолах Танхазинского и Чормагольского крупных массивов гранитоидов. При взаимодействии с многочисленными более мелкими телами гранитов широкое развитие получили различные роговики.

Таблица 35

Результаты химического анализа амфиболов из пород ниже-, среднепалеозойского метаморфического комплекса Южного Узбекистана, вес. %

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	SO ₃	CO ₂	F ₂ O ₃	Сумма
X-533 ^Г	49,50	0,94	7,42	0,33	11,85	0,24	13,91	11,21	0,40	0,96	3,70	—	—	—	—	100,46
X-563 ^К	47,18	2,50	13,93	2,73	13,29	0,29	6,04	8,41	1,45	2,00	2,12	—	0,40	—	0,30	100,62
X-787 ^Б	46,12	0,94	15,74	5,01	4,49	0,27	7,05	13,95	1,17	1,78	2,90	—	—	—	0,45	99,87

Таблица 36

Результаты пересчетов химических анализов амфиболов из пород ниже-среднепалеозойского метаморфического комплекса

Номер пробы	Коэффициенты кристаллохимических формул															Дополнит. коэффиц.				
	K	Na	Ca	x	Mg	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Ti	Mn	Al _{VI}	Y	Si	Al _{IV}	Z	OH	f	F	a _{Si}	a _{Ca}	a _{VI}
X-533 ^Г	0,07	0,27	1,60	1,94	2,95	1,42	0,03	0,10	0,03	0,27	5,0	7,02	0,98	8,0	2,0	32,4	33,0	12,2	17,5	8,0
X-563 ^К	0,28	0,57	1,27	2,12	1,35	1,67	0,30	0,28	0,03	1,53	5,0	7,08	0,92	8,0	0,45	55,3	59,3	11,5	40,0	36,8
X-787 ^Б	0,23	0,51	2,16	2,90	1,54	0,55	0,54	0,10	0,03	1,35	5,0	6,67	1,33	8,0	2,0	26,2	41,4	16,6	25,5	29,6

Таким образом, рассматриваемые толщи под воздействием герцинских гранитоидов претерпели подобные же метаморфические и метасоматические преобразования, также как и отложения нижнепалеозойского комплекса, но с меньшим размахом и интенсивностью. Это выражается в меньшей ширине контактовых ореолов и отдельных их зон,

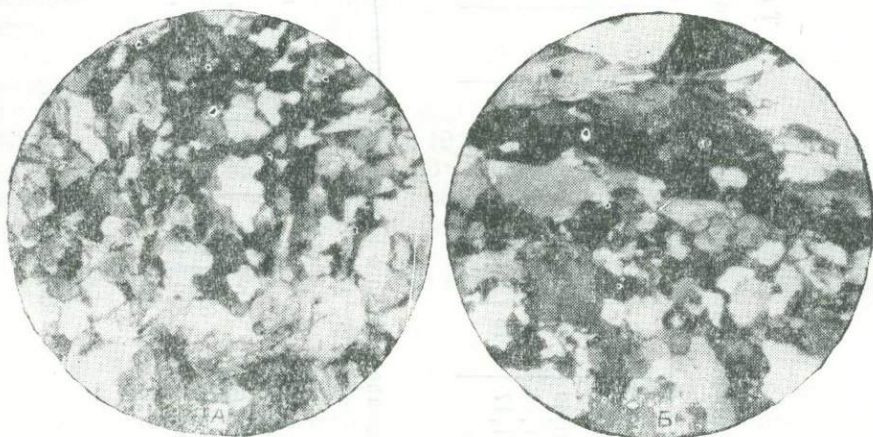


Рис. 57. Контактво-метаморфические породы.

А—магматизированный двусланцевый сланец, Б—фельдшпатизированный биотитовый сланец. Шлифы, николи+.

более слабым проявлении мигматизации и приконтактной фельдшпатизации и др. Учитывая возросшую роль роговиков, по-видимому, это можно объяснить тем, что взаимодействие этих толщ с внедрявшейся магмой происходило на более высоком структурном уровне, в условиях пониженных фоновых температуры и давления.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗМА НИЖНЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Как видно из вышеизложенного, рассматриваемый комплекс претерпел низкотемпературный региональный метаморфизм в условиях филлитовой и верхней части зеленосланцевой фаций, а также наложенный контактовый метаморфизм под воздействием герцинских интрузий гранитоидов. Время проявления его, регионального метаморфизма по имеющимся геологическим данным однозначно укладывается в возрастную вилку (D_3 — S_2^{v1}) между окончанием отложения среднедевонских известняков и первыми проявлениями герцинского гранитоидного магматизма в Южно-Гиссарской подзоне. Поздний девон — эпоха пенепленизации каледонских складчатых сооружений региона. Поэтому совершенно очевидно, что этот этап метаморфизма проявлялся в раннекарбовое время, в период общего прогибания Южно-Гиссарской герцинской субгеосинклинали. Гранитоидный магматизм и связанный с ним контактовый метаморфизм во времени совпадали с периодами частной, и затем общей ее инверсии. Таким образом, на примере этого комплекса отчетливо устанавливается тесная связь метаморфических процессов с геосинклинальным развитием данного участка земной коры.

Для низкотемпературных фаций регионального метаморфизма пока не выработаны надежные критерии для отнесения их к известным фаціальным сериям. Однако в данном случае, учитывая появление

андалузита и существенное развитие калиевой фельдшпатизации при сопряженном контактовом метаморфизме, наиболее вероятно принадлежит пород данного комплекса к фациальной серии андалузит-силлиманитового типа.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

В последние годы все большее внимание привлекают проблемы зональности метаморфических поясов и цикличности метаморфизма, а также места и времени его проявления в геосинклинальном развитии подвижных зон и метаморфогенном рудообразовании. В настоящей главе мы в общих чертах затронем эти вопросы на примере описанных выше комплексов.

О ЗОНАЛЬНОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОЯСОВ И ЦИКЛИЧНОСТИ МЕТАМОРФИЗМА

На современном этапе исследований этой проблемы все большее значение приобретает фациально-формационный анализ метаморфических образований. Выделяется несколько фациальных серий или формационных рядов, отвечающих определенным петролого-геохимическим типам метаморфизма и проявляющихся в различных структурно-тектонических и термодинамических условиях.

Основы этого направления, как известно, заложены еще Фогтом и Харкером (1938) в концепции о «стресс»—«антистресс-минералах». В современном виде оно оформлено А. Мияширо (Miyashiro, 1961), который один из первых обобщил известные минералого-петрологические различия изофациальных метаморфических образований различных регионов и выделил три главных типа метаморфизма: андалузит-силлиманитовый, кианит-силлиманитовый и жадеит-глаукофановый с двумя промежуточными типами между ними, определяемыми последовательным возрастанием давления при минеральных преобразованиях. Отмечено, что фациальные серии андалузит-силлиманитового типа приурочены к геосинклинальным зонам, закладывавшимся на континентальной, а жадеит-глаукофанового типа — на океанической земной коре. Такое избирательное развитие упоминавшихся фациальных серий имеет глубокий геологический смысл и раскрывает широкие перспективы для выявления зависимостей особенностей регионального метаморфизма от типа земной коры. Поэтому концепция А. Мияширо получила признание и дальнейшее развитие в работах Н. Л. Добрецова, В. С. Соболева и др. (1965, 1966; 1970, 1972), А. Хитанен (Hietanen, 1967), Г. Винклера (1969), В. А. Глебовичко (1969, 1971, 1973), С. П. Кориковского (1969, 1970), Д. А. Великославинского (1968, 1971, 1972) и других исследователей и положена в основу международной легенды карты метаморфических поясов мира (Zwart a. ath, 1967).

Вместе с тем существуют и другие подходы к систематике метаморфических фациальных серий.

Так, А. А. Маракушев (1965) на основе геохимических особенностей проявления метаморфизма выделяет два ряда метаморфических формаций: А — эклогито-спилитовый и Б — гнейсово-сланцевый, включающий подряд Б₁ — плагиогнейсово-жедритовой и Б₂ — мигматито-сланцевый. В развитии метаморфических поясов любого

возраста устанавливается закономерная смена этих формационных рядов (фациальных серий) в указанной последовательности ($A \rightarrow B_1 \rightarrow \dots \rightarrow B_n$), отражая этапы натриевой, затем натриево-калиевой и, наконец, существенно калиевой специализации процессов метаморфического минералообразования.

В отличие от А. А. Маракушева, Б. Я. Хорева (1966) придает большее значение структурно-тектоническим условиям метаморфизма. Развивая идеи Г. Рида (1957) и В. А. Николаева (1958) о независимости проявления собственно регионального и регионально-контактового (плутонического) метаморфизма, она выделяет два самостоятельных типа: региональный динамогеотермический и плутонометаморфический. Первый из них проявляется в геосинклинальную стадию развития подвижных зон в связи с градиентами температур в земной коре, а второй приурочен к положительным геотермическим аномалиям и связан с мобилизованными магматическими массами. В зависимости от петрохимических условий магмаобразования, различается фемический (гипербазито-базальтоидный) плутонометаморфизм и сиалический (гранитоидный).

К подобным выводам о независимости проявления «регионального метаморфизма погружения» и «термодинамометаморфизма» приходит также Г. Винклер (1965, 1969).

Как видно из приведенного обзора, существующие представления о типах метаморфизма, обуславливающих их факторах и соотношениях весьма разнообразны. Это свидетельствует о сложности и многогранности процессов регионального метаморфизма и отсутствии четких представлений о его природе.

Различные взгляды существуют и о закономерностях проявления регионального метаморфизма в геосинклинальном развитии земной коры. Как отмечалось, некоторые исследователи (Б. Я. Хорева, Г. Винклер и др.) отстаивают суждения об отсутствии причинной связи между метаморфическими процессами геосинклинального и орогенного периодов развития подвижных зон. Однако выработанные к настоящему времени минералого-петрологические критерии типизации метаморфических фациальных серий (Miyashiro, 1961; Добрецов, Соболев и др., 1965; и др., Nietanen, 1967; Кориковский, 1969, 1970; Великославинский, 1970, 1972; и др.) позволили проследить эволюцию метаморфических процессов в ходе тектоно-магматического развития конкретных подвижных поясов и выявить закономерную связь между ними. Обобщая накопленный материал, Дж. Саттон (1967) и В. А. Глебовицкий (1969, 1971) пришли к выводу о приуроченности упоминавшихся трех главных петрологических типов метаморфизма (по А. Мияширо) к определенным стадиям развития геосинклинальных систем и ввели понятие о «цикле метаморфизма». По их представлениям, этот цикл характеризуется закономерной сменой «догранитного» жадеит-глаукофанового типа метаморфизма высоких давлений периода заложения и общего прогибания геосинклиналей (метаморфизм погружения, по Г. Винклеру) с началом инверсионных движений зональным метаморфизмом кианит-силлиманитового или андалузит-силлиманитового типов. Одновременно происходит смена диорит-плагиогранитовой интрузивной серии гранитовой. Указанная последовательность этих типов метаморфизма в целом согласуется с выводами А. А. Маракушева (1965) об общей тенденции эволюции метаморфических процессов во времени.

Концепция «циклов метаморфизма» еще только оформляется, но, несомненно, имеет большое будущее, так как метаморфические процессы действительно тесно связаны не только друг с другом, но и с тектони-

ческими, магматическими, рудообразующими и другими процессами как проявление различных сторон единой геологической формы (Кедров, 1962) движения материи. В пользу этого свидетельствуют и результаты наших исследований.

Выше отмечалось, что в истории метаморфизма докембрийского комплекса Байсунской подзоны устанавливается преобразование недосыщенных калием плагиосланцев, метабазитов и эклогитов байкальской эпохи в насыщенные и пересыщенные калием гнейсы, мигматиты и другие породы каледонской эпохи. Иначе говоря, наблюдается отчетливый переход от жедрит-плагиогнейсового (B_1) к мигматит-слюдяносланцевому (B_{II}) формационному ряду (по А. А. Маракушеву) или смена кианит-силлиманитового типа метаморфизма андалузит-силлиманитовым (по А. Мияширо, Н. Л. Добрецову, В. С. Соболеву и др.). Подобная же особенность свойственна нижнепалеозойскому комплексу смежной Южно-Гиссарской подзоны, для которого также установлено замещение ранних (позднекаледонских) минеральных ассоциаций с жедритом и куммингтонитом более поздними (герцинскими) ассоциациями с биотитом, мусковитом, реже калишпатом и кордиеритом. Следовательно, здесь также наблюдается смена во времени жедрит-плагиогнейсового формационного ряда мигматит-слюдяносланцевым. Таким образом, в обоих случаях прослеживается общая тенденция к возрастанию роли калия и снижению давления при минеральных преобразованиях каждой последующей эпохи (цикла) метаморфизма.

Однако в Байсунской подзоне, в отличие от Южно-Гиссарской, среди разновозрастных изофациальных ранних продуктов метаморфизма нижнепалеозойского комплекса отсутствуют минеральные ассоциации с жедритом и куммингтонитом. Вместо них широко развиты обогащенные калием слюдяные и, нередко, фельдшпатизированные породы, вплоть до гранито-гнейсов, которые в пределах Южно-Гиссарской подзоны появляются здесь только в герцинском цикле. Это позволяет сделать вывод, что разновозрастные и близкие по исходному составу отложения в одно и то же время, но в разных подвижных зонах могут претерпевать региональный метаморфизм в принципиально различных термодинамических и геохимических условиях. Следовательно, тот или иной тип регионального метаморфизма, обуславливающий формирование соответствующих фациальных серий или формационных рядов, не зависит от времени его проявления или состава и возраста исходных пород, а определяется совокупностью геологических условий, характеризующих структурно-формационный тип подвижных зон.

В пределах геосинклинальных подвижных поясов, на примере Центрального сектора Южного Тянь-Шаня, мы различаем эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные и субгеосинклинальные зоны (Покровский, 1970, 1971). Они представляют собой соответственно внутреннюю (Туркестано-Зарафшанская), промежуточные (Туркестано-Алайская и Зарафшано-Алайская) и крайние (Кураминская и Южно-Гиссарская) зоны этого пояса и отражают последовательные стадии поступательного развития земной коры не только в латеральном направлении, но и в разрезе (времени).

Отмеченные выше особенности метаморфизма докембрийского и нижнепалеозойского метаморфических комплексов находят, с нашей точки зрения, логическое и простое объяснение в том, что Байсунская подзона в байкальскую эпоху развивалась по миогеосинклинальному, а в каледонскую — по субгеосинклинальному типу. Южно-Гиссарская подзона в своем геологическом развитии отставала от Байсунской на

один тектоно-магматический цикл. Например, в каледонскую эпоху, когда Байсунская подзона представляла собой субгеосинклиналь, она развивалась по миогеосинклинальному типу и перешла в ранг субгеосинклинали в герцинском цикле. Именно этим обусловлены указанные выше различия метаморфизма единого нижнепалеозойского комплекса в этих двух зонах.

Анализ имеющегося фактического материала по истории метаморфизма и тектоно-магматического развития Южного Узбекистана и других регионов (Урал, Северо-Байкальское нагорье, Юго-Западный Памир и др.) приводит нас к выводу, что миогеосинклинальным зонам свойствен в основном региональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа, проявляющийся в условиях повышенного давления и недосыщенности калием и обуславливающий возникновение пород жедрит-плагиогнейсового формационного ряда (Б₁), по А. А. Маракушеву (1965). Субгеосинклинальные зоны, как было показано выше, характеризуются полным циклом метаморфических процессов андалузит-силлиманитового типа метаморфизма с широкими проявлениями гранитизации, ультраметаморфизма и кислотного выщелачивания. Проявления жадеит-глаукофанового типа метаморфизма в Южном Узбекистане не установлены, но по полученным данным (Трифонов, 1969; Добрецов, Бакиров, 1971; Покровский, Мусин, Карасева, 1971) характерны для Туркестано-Зарафшанской и Зарафшано-Алайской подзон. В связи с этим, как нам кажется, устанавливается закономерная приуроченность метаморфизма жадеит-глаукофанового типа к эвгеосинклинальным, кианит-силлиманитового — к миогеосинклинальным, а андалузит-силлиманитового — к субгеосинклинальным зонам.

Таким образом, «метаморфический цикл» (в понимании Дж. Саттона и В. А. Глебовицкого) в действительности отражает не повторяемость, а общую направленность эволюции метаморфических процессов в поступательном геосинклинальном развитии земной коры. Она может приобрести циклический характер лишь в том случае, если допустить обратимость процесса формирования континентальной земной коры с периодической ее океанизацией, что маловероятно.

Однако обобщив литературные данные, а также результаты наших исследований можно сделать вывод, что для метаморфических процессов, тем не менее, характерна цикличность проявления, которая выражается в приуроченности их к прогрессивной и регрессивной стадиям единого термодинамического цикла, свойственного каждому из упоминавшихся типов регионального метаморфизма. Причем эти стадии совпадают, соответственно, с демиссионной и инверсионной стадиями того или иного геосинклинального цикла (ритма). Таким образом, с нашей точки зрения совершенно очевидна тесная связь регионального метаморфизма с геосинклинальным развитием подвижных зон, что неоднократно подчеркивалось Н. Г. Судовиковым (1963, 1964). Можно утверждать, что вне геосинклинали нет регионального метаморфизма. Причем совокупность геологических условий, определяющая тот или иной структурно-формационный тип подвижных зон, обуславливает и характер проявления в них метаморфизма. В связи с этим становится понятна отмеченная выше приуроченность жадеит-глаукофанового типа метаморфизма к эвгеосинклинальным, кианит-силлиманитового — к миогеосинклинальным и андалузит-силлиманитового — к субгеосинклинальным подвижным зонам, которая отражает эволюцию геохимических и термодинамических условий в поступательном развитии земной коры. Она выражается в непрерывно-прерывистом снижении роли натрия и давления при изофациальном минералообразовании и обус-

ловлена, на наш взгляд, возрастанием геотермического градиента, а также седиментационной сепарации щелочей с накоплением калия в пелитовых осадках.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА В СУБГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ЗОНАХ

Проблема связи регионального метаморфизма с геосинклинальным развитием подвижных поясов в общем виде рассмотрена Н. Г. Судовиковым (1963, 1964). Он убедительно показал тесную связь гранитоидного магмаобразования с метаморфическими процессами и зависимость характера их проявления от типа подвижных зон и глубины погружения в них геосинклинальных вулканогенно-осадочных толщ (рис. 58).

Геологический опыт показывает, что метаморфические процессы наиболее интенсивны и многообразны в субгеосинклинальных зонах. В этом разделе мы попытаемся рассмотреть основные закономерности их проявления на примере Южного Узбекистана.

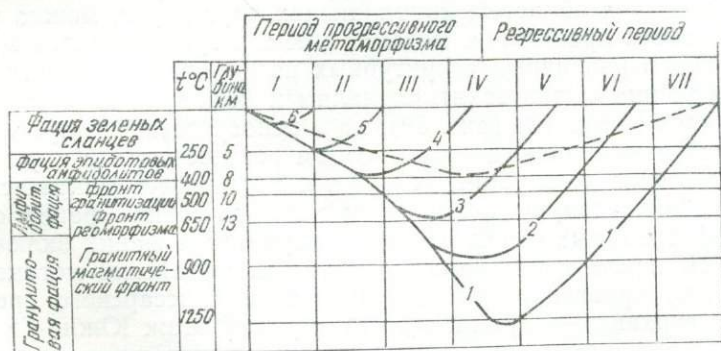


Рис. 58. Схема связи регионального метаморфизма с погружением структурных зон в геосинклинальной области. По Н. Г. Судовикову, 1964. Кривые линии предположительно соответствуют верхней границе кристаллического фундамента в разных структурных зонах:

1—линия погружения в осевой части главного прогиба; 2—5—положение фундамента в геантиклиналях II—рода; 6—то же для кордильер. Деление на стадии принято в соответствии с ходом развития процессов в зоне главного прогиба. Стадии: I—осадконакопления, II—ранней складчатости и догранитного метаморфизма, III—синкинематического ультраметаморфизма, IV—наиболее интенсивного проявления метаморфизма и ультраметаморфизма, V—позднеорогенных гранитоидных интрузий, VI—малых гранитоидных и субщелочных интрузий, VII—малых интрузий основного состава.

Как указывалось, кристаллический фундамент Гиссарского срединного массива (Байсунская подзона) и Южно-Гиссарская подзона, несмотря на существенные различия в структурно-тектонической позиции и времени формирования в сущности представляют собой однотипные области завершенной складчатости, соответственно каледонской и герцинской консолидации. Они возникли в результате инверсии весьма сходных по своему характеру и масштабам ранне-среднепалеозойской (Сп—D₂) и средне-позднепалеозойской (С₁—Т₁) субгеосинклиналей. Первая развивалась на месте байкальской, а вторая — каледонской миегеосинклинальных складчатых областей и отражают последовательные этапы поступательного развития палеозойского геосинклинального пояса Южного Тянь-Шаня. По особенностям геоло-

гического строения и развития они идентичны. В каждой из них отчетливо различаются древние комплексы основания субгеосинклинальных прогибов и собственно субгеосинклинальные ассоциации осадочно-вулканогенных и интрузивных формаций. И в той и в другой складчатых областях устанавливаются сходные по строению и условиям формирования крупные субширотные внутренние интрагеоантиклинальные поднятия и примыкающие к ним с севера и юга поздние антиклинали с приуроченными к ним массивами гранодиоритовой и гранит-аляскитовой формаций (см. рис. 1, 2), возникшие в результате последовательных стадий инверсии соответствующих субгеосинклиналей. Кроме возраста консолидации эти области различаются в основном глубиной эрозионного среза: первая из них вскрыта до корневых частей, а вторая обнажается на более высоких структурных уровнях.

Каледонские складчатые сооружения в пределах кристаллического фундамента Гиссарского срединного массива к настоящему времени вскрыты эрозией вплоть до докембрийского метаморфического комплекса основания раннепалеозойского прогиба. В Южно-Гиссарской подзоне, наоборот, почти полностью представлен субгеосинклинальный комплекс вулканогенно-осадочных и интрузивных формаций. Поэтому на примере этих двух областей, дополняющих друг друга, можно рассмотреть особенности проявления метаморфизма и гранитоидного магматизма не только в различных структурных позициях, в частности, отвечающих внутренним интрагеоантиклиналям и более поздним периферическим поднятиям этих зон (рис. 59), но и непосредственно проследить их соотношения и эволюцию в вертикальном разрезе земной коры данного структурного типа до глубины 18—20 км. Этот разрез фактически представляет собой сводную колонку метаморфических фаций от почти неметаморфизованных отложений до гранулитовой фации включительно (рис. 60). Нижнюю часть его составляет докембрийский метаморфический комплекс кристаллического фундамента Гиссарского срединного массива, а верхнюю — герцинский структурный этаж Южно-Гиссарской подзоны. Связующим звеном между ними служит нижнепалеозойский метаморфический комплекс, распространенный в этих областях.

Рассмотрим кратко основные особенности проявления метаморфизма в пределах внутренних интрагеоантиклиналей.

Как показали проведенные исследования, такое поднятие в каледонской субгеосинклинали (Байсунская подзона) в пределах изученной территории охватывает южную часть хр. Сусызтау, среднюю часть хр. Байсунтау и, возможно, Сурхантау (рис. 1). В связи со спецификой тектоники региона в этих участках оно вскрыто эрозией на различную глубину, вплоть до докембрийского комплекса основания раннепалеозойского прогиба, что позволяет проследить почти полный его разрез.

Наиболее глубокое сечение этого поднятия представляет Диймалекский гранито-гнейсовый купол средней части хр. Байсунтау, в ядре которого обнажаются кинцититы, различные гнейсы и амфиболиты переходной зоны гранулитовой и амфиболитовой фаций, а также их гранитизированные разновидности, гранито-гнейсы, мигматиты, анатектиты, метасоматические (теневые) и палингенные граниты и другие метаморфические и ультраметаморфические образования. Как отмечалось выше, все они представляют собой продукт раннекаледонского этапа метаморфизма докембрийского комплекса, возникшие за счет биотитовых и амфиболовых плагиосланцев и эклогитов байкальской эпохи. Изучение их позволило установить, что гранитизация, с сопутствующими ей явлениями ультраметаморфизма, накладывается без разрыва во времени на предшествующие продукты изохимического регионального метамор-

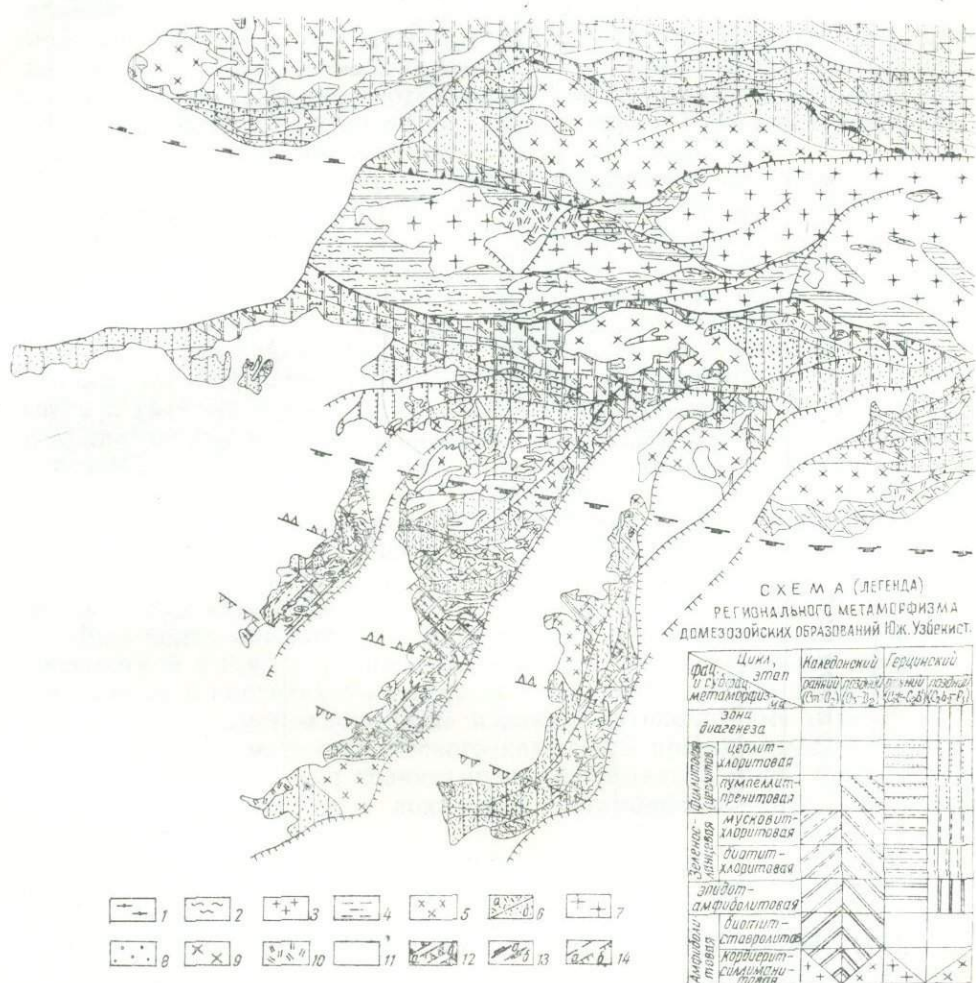


Рис. 59. Карта фаций метаморфизма Южного Узбекистана. Составил А. В. Покровский (1970) с учетом материалов Э. Д. Безуглова, В. Е. Головина, Т. А. Карасевой, С. К. Овчинникова, Д. А. Рубанова, В. А. Хохлова, О. А. Шнипа и др.

1—докембрийский (*Pt*) метаморфический комплекс, 2—нижнепалеозойский (*St-O₂*) метаморфический комплекс, 3—раннекаледонский гранитоидный интрузивный комплекс, 4—нижне-среднепалеозойский (*O₂-D₂*) метаморфический комплекс, 5—позднекаледонский гранитоидный интрузивный комплекс, 6—нижнекарбоновые (*C₁t-C₂b*)¹ вулканогенно-осадочные формации (*a*—сублатформенного чехла Гиссарского срединного массива, *b*—Южно-Гиссарской субгеосинклинали), 7—раннегерцинский (*C₃*) гранитоидный интрузивный комплекс, 8—средне-верхнекарбоновые (*C₂b²-C₃*) флишoidно-молаассовые отложения, 9—позднегерцинский гранитоидный (*C₃-P₁*) интрузивный комплекс, 10—перские вулканогенно-осадочные и интрузивные формации, 11—мезо-кайнозойские отложения, 12—границы интрагеоанклинальных поднятий (*a*—раннекаледонского-*O₂*, *b*—раннегерцинского-*C₃*), 13—краевые глубинные разломы (*a*—Северо-Гиссарский, *b*—Южно-Гиссарский), 14—главные разломы (*a*—палеозойские, *b*—альпийские и обновленные). Условные обозначения для этапов и фаций метаморфизма см. на схеме-легенде.

Слой земной коры	Характер метаморфизма	Метаморфическая		Сводная метаморфическая колонка (Анв.-Дил. тип)	Комплексы (мощность, м)	Геологическая позиция		
		фашия	субфашия			в период метаморфизма	к концу эрцгейнского цикла	
Гнейс-гранитовый (V=5,5-6,5 км/сек)	Гранитизация	Филлитовая (целистова)	целист-хлоритовая		Фили и морская м.-ч.са С ₂ В ² -С ₂ В ¹ (М>1300 м)	Вулканические осадочные (гранитиды) метаморфические (С ₂ В ² -С ₂ В ¹)	Гранитная область эрцгейнского цикла (Южно-Гиссарская зона)	
			пумпеллит-препитовая		Нижне-среднекарбонный (С ₁ Г-С ₂ В ¹) осадочно-вулканогенный (М~3700 м)			
		зеленосланцевая	мусковит-хлоритовая		Нижне-среднепалеозойский (D ₃ -D ₂) метаморфический (М 4050 м)			Вулканические осадочные (гранитиды) метаморфические (С ₂ В ² -С ₂ В ¹)
			биотит-хлоритовая		Нижнепалеозойский (С ₁ Г-D ₂) метаморфический (М~5175 м)			
эпидот-амфиболитовая	Амфиболитовая	силлиманит-биоптитовая		Дажемдрийский (Р ₁) метаморфический (М>5600 м)	Вулканические осадочные (гранитиды) метаморфические (С ₂ В ² -С ₂ В ¹)	Гранитная область эрцгейнского цикла (Южно-Гиссарская зона)		
		кордиерит-гранатовая						
Гранулит-базальтовый (V=6,5-7,4 км/сек)	Дегранитизация	Гранулитовая	Кордиеритовая					

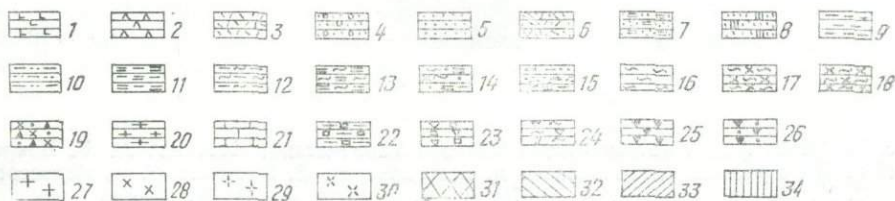


Рис. 60. Сводная колонка фаций метаморфизма Южного Узбекистана. Составил А. В. Покровский.

1-3-вулканогенные породы основного (1), среднего (2) и кислого (3) состава, 4-конгломераты, Гравелиты, 5-песчаники, 6-туфопесчаники, 7-слоистые песчаники, 8-кварциты, 9-глинистые сланцы, 10-серпичит-хлоритовые сланцы, 11-мусковит-хлоритовые сланцы, 12-биотит-хлоритовые сланцы, 13-двусланяные сланцы, 14-гранатосодержащие сланцы и гнейсы, 15-углистые и графитизированные сланцы и песчаники, 16-кварцитовидные сланцы и гнейсы, 17-андалузит-биотитовые сланцы, 18-силлиманит-биотитовые сланцы и гнейсы, 19-гранат кордиерит-силлиманитовые гнейсы (кинцджиты), 20-гранитогнейсы, 21-известняки, мраморы, 22-хлорит-эпидитовые сланцы, 23-эпидот-актинолитовые сланцы, 24-биотит-актинолитовые сланцы, 25-рогообманковые гнейсы и амфиболиты, 26-гранатовые амфиболиты, 27-30-палингенные гранитоиды раннекаледонского (27), позднекаледонского (28), раннегерцинского (29) и позднегерцинского (30) интрузивных комплексов, 31-венитовая мигматизация, 32-инъекционная мигматизация и фельдшпатизация, 33-при-контактное кислотное выщелачивание и окварцевание, 34-орговикование.

физма и завершается последующим интенсивным кислотным выщелачиванием. Кроме того, здесь (обн. 296 и др.) непосредственно наблюдались, как жилы раннекаледонских палингенных гранитов в своей нижней причудливо разветвленной части, подобно дренажным каналам вбирают в себя многочисленные струйки кварц-полевошпатового мобиллизата из венитовых мигматитов. Эти жилы сливаются друг с другом и, расширяясь кверху, приобретают отчетливо выраженный аллохтонный характер и интрузивные соотношения с вмещающими толщами и даже обуславливают приконтактную инъекционную мигматизацию, фельдшпатизацию и окварцевание.

На более высоком срезе это поднятие обнажается в хр. Сусызтау, в пределах Уруклы-Кызылсайской брахиантиклинали, также сложенной породами докембрийского комплекса основания каледонской субгеосинклинали. Этот срез отвечает уровню эпидот-амфиболитовой фации и становления диапироидных куполов реоморфических анатектитов. Среди преобладающих биотитовых и ставролит-биотитовых кристаллосланцев в ядре брахиантиклинали здесь обнажается бесформенная дискордантная масса перемежающихся более высокотемпературных кинцититов и гнейсов, анатектитов (кордиеритовых теневых гранитов) и недоплавленных мигматитов, пронизанных жилами палингенных лейкократовых гранитов и пегматитов. Вся эта масса ведет себя в целом как гранитоидный интрузив, обуславливая приконтактную перекристаллизацию, фельдшпатизацию и окварцевание вмещающих сланцев. Тем не менее, структурные соотношения ее со сланцами, отмеченные особенности строения и состава и другие признаки свидетельствует о ее реоморфическом характере.

Еще более высокий срез этого поднятия, отвечающий уровню зеленосланцевой фации и размещения нормальных интрузивных гранитов, обнажается в пределах Малянгурской брахиантиклинали в хр. Сурхантау. Здесь слюдисто-хлоритовые и эпидот-актинолитовые сланцы нижнепалеозойского метаморфического комплекса прорываются раннекаледонскими аллохтонными гранитами и в сравнительно узких контактовых их ореолах претерпевают локальный метаморфизм роговообманково-роговиковой фации.

Подобное же интрагеоантиклинальное поднятие в герцинской Южно-Гиссарской подзоне протягивается вдоль средней линии южного склона Гиссарского хребта и обнажается на уровне верхней зоны размещения гранитоидных интрузий (по В. С. Соболеву и др., 1967). На поднятии широко развиты гранитоиды раннебашкирского Центрально-Гиссарского «батолита», размещающегося среди метаморфических толщ эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций нижнепалеозойского и ниже-среднепалеозойского метаморфических комплексов основания герцинской субгеосинклинали (см. рис. 1, 59). Верхняя эродированная часть этого поднятия составляет 5—6 км, а низы на данном срезе складчатых сооружений подзоны нигде не обнажаются. Однако наличие здесь на некоторой глубине более высокотемпературных продуктов метаморфизма и ультраметаморфизма, подобных описанным выше, совершенно очевидно. На это указывает существование гранитоидов батолитовой формации (Судовиков, 1962, 1963, 1964), палингенный ультраметаморфический характер которых подтверждается их повышенной глиноземистостью (Покровский, 1967, 1970). Кроме того, в базальтоидных трубках взрыва субплатформенного периода развития региона здесь обнаружены вынесенные снизу ксенолиты эклогитов и пород амфиболитовой и гранулитовой фаций, подобных обнажающимся

в докембрийском комплексе (Мушкин, Брейвинская, 1969; Баратов, Кухтиков, Мушкин и др., 1970).

Судя по характеру минералообразования, на данном эрозионном срезе этого поднятия обнажаются периферические зоны диапироидного вала обширной области глубинной гранитизации, о чем свидетельствует сложное интрузивно-метасоматическое формирование самого Центрально-Гиссарского «батолита», а также обилие пегматитов и широкое развитие щелочно-кремнекислого метасоматоза во внутренней зоне его широкого (2,5—3 км) приконтактового ореала.

Более поздние периферические поднятия в обеих структурно-формационных подзонах также обнажаются на различных структурных уровнях (рис. 1, 28), что позволяет воссоздать почти полный их разрез по метаморфической колонке от филлитовой до амфиболитовой фаций. Выявленные особенности размещения, взаимоотношений и условий формирования различных продуктов метаморфизма и гранитоидного магматизма в пределах этих поднятий свидетельствует об однотипности и принципиальном сходстве их с рассмотренными выше интрагеоантиклиналями. Причем нередко совпадают даже состав и последовательность образования многих минеральных парагенезисов.

Таким образом, как для внутренних интрагеоантиклиналей, так и для поздних периферических поднятий в обеих подзонах характерны однотипные метаморфические процессы, проявляющиеся в единой последовательности. Как видно из вышесказанного, они не зависят от времени и места проявления и характеризуют собой субгеосинклинальный метаморфический цикл. Изучение возрастных соотношений минеральных парагенезисов каждого типа метаморфизма позволило наметить определенную последовательность метаморфических процессов в пределах этого цикла.

Во всех случаях он начинался изохимическим (в отношении инертных компонентов) прогрессивным региональным метаморфизмом андалузит-силлиманитового типа, с формированием полных колонок вертикальной метаморфической зональности. Благодаря различному эрозионному срезе поднятий, нами была прослежена колонка от филлитовой до гранулитовой фаций. Конформное расположение изоград индекса-минералов (ставролита, граната, силлиманита и кордиерита) в осевых частях геосинклинальных прогибов, в общем совпадающее со стратиграфическими поверхностями раздела горизонтов, свидетельствует о формировании этих колонок в демиссионные стадии развития прогибов в пределах субгеосинклиналей. Нередко наблюдающееся значительное сходство химизма однотипных пород различных фаций и субфаций, а также наличие четких контактов горизонтов пород различного, часто контрастного состава указывает на преимущественно изохимический характер метаморфизма этого периода, при подвижности лишь воды и других летучих компонентов. Он выражался в серии твердофазовых минеральных преобразований пород в соответствии с изменяющимися условиями температуры и давления, отвечающим определенным уровням (фациям) глубинности и несомненно обусловлен погружением отложений.

Наиболее высокотемпературными продуктами изохимического метаморфизма демиссионной стадии являются кинцитигиты, которые многие исследователи (Коржинский, 1936 и др.; Маракушев, 1965; Лутц, 1964; Кориковский, 1967; Добрецов и др. 1970, 1972 и др.) относят к гранулитовой фации или переходной ее зоны к амфиболитовой. Термобарические условия их формирования определяются А. А. Маракушевым (1969) интервалом температур 730—830°, при давлении на твердые

фазы (P_s) в 6,3—10,45 кбар. Близкие оценки температур и давлений для них приводят также Н. Л. Добрецов и др. (1970, 1972), которые подтверждаются результатами и наших исследований. Судя по особенностям состава и взаимоотношениям с другими продуктами метаморфизма, они являются результатом своеобразной «дегранитизации» (в понимании Менерта, 1963) исходных биотитовых гнейсов. Сущность этого процесса в глиноземистых гнейсах заключается в дегидратации слюд, с их диссоциацией и замещением «сухими» гранатом, кордиеритом, силлиманитом, сопровождавшейся отщеплением надкритических существенно калиевых щелочных водных флюидов. Возникновение последних при этом является неизбежным в связи с протеканием реакций типа: $4 \text{ Би} + 16 \text{ Му} + 54 \text{ Кв} = 10 \text{ Корд} + 24 \text{ Орт} + 24 \text{ H}_2\text{O}$, или, например, рассчитанной конкретной твердофазовой реакции, разделяющей биотит-силлиманитовую и гранат-кордиеритовую субфации в породах докембрийского комплекса: $3,85 \text{ Би}_{54} + 12,95 (\leftarrow \rightarrow) \text{ Силл} + 33,5 \text{ Кв} = 1,21 (\leftarrow \rightarrow) \text{ Гр}_{80} + 7,8 \text{ Корд}_{48} + 7,7 \text{ Орт} + 7 \text{ H}_2\text{O}$.

Как видно из этих реакций, при дегранитизации пород только за счет разложения слюд выделяется значительное количество K_2O и воды, вполне достаточное для возникновения инфильтрующегося потока упомянутых флюидов. По своему характеру и поведению в земной коре они соответствуют сквозьмагматическим растворам Д. С. Коржинского (1958), однако, имеют, как мы видели, не подкоровое, а местное метаморфическое происхождение.

С момента возникновения этих флюидов метаморфизм приобретает аллохимический характер и сопровождается гранитизацией, охватывавшей главным образом вышележащие породы амфиболитовой и, частично, эпидот-амфиболитовой фаций. Она выразилась последовательной серией метасоматических их преобразований — биотитизации, калиевой, а затем кальциево-натриевой и натриевой фельдшпатизации и окварцевании, отражающих отдельные стадии и субстадии этого процесса (Покровский, 1969). По данным более 200 химических и многочисленных спектральных анализов, гранитизация имела характер щелочно-кремнекислого метасоматоза и обусловила существенные изменения состава пород с относительным обогащением щелочами, кремнеземом и глиноземом, а также стронцием, барием, цирконием, бериллием, оловом, молибденом и некоторыми другими элементами и выносом из них в растворы избыточных количеств фемических компонентов и связанных с ними микроэлементов — хрома, никеля, кобальта, меди и др. В качестве конечного продукта при этом нередко возникали гранито-гнейсы и небольшие тела метасоматических гранитов эвтектоидного состава. Все эти преобразования пород послужили петрохимической предпосылкой для селективного переплавления пород. Температурный интервал проявления процесса гранитизации, судя по результатам 32 определений палеотемператур гранитизированных гнейсов и амфиболитов скандиевым, дуополевошпатовым, а также гранат-биотитовым, гранат-амфиболовым и амфибол-плагноклазовым геотермометрами, составляет 710—460°C.

В кульминационный период развития гранитизации при температурах 650—570°C проявляется ультраметаморфизм. Он выразился в селективном переплавлении пород и обусловил возникновение среди гранитизированных пород амфиболитовой фации полей винитовых мигматитов, дискордантных тел реоморфических анатектитов и палингенных гранитов. Одновременно во внешних зонах ореолов гранитизации появляются жилы автохтонных редкометальных пегматитов и метасоматических альбититов, по данным В. Е. Головина (1966), с редкоземель-

ной минерализацией. Причем отчетливо прослеживается преемственность химизма всех продуктов ультраметаморфизма, в том числе и палингенных гранитов, от состава материнских гранитизированных пород, выражающаяся в их повышенной глиноземистости и геохимической специализации на бериллий, олово, молибден и некоторые другие элементы. Эта их особенность, как выяснилось, свойственная подобным образованиям и других регионов, представляется нам как важнейший петрохимический критерий палингенного происхождения и возможной изначальной металлогенической специализации гранитоидных интрузивных комплексов субгеосинклинальных подвижных зон.

По полученным данным, гранитизация и связанный с ней ультраметаморфизм являются индикатором того, что предшествующий изохимический метаморфизм достиг уровня гранулитовой фации. Причем, масштабы и интенсивность их проявления всецело определяются размахом сопряженного процесса дегранитизации и могут количественно оцениваться по мощности толщ пород гранулитовой фации, по геофизическим характеристикам совпадающей с «диоритовым слоем» земной коры. Как отмечалось, концентры гранитизации и ультраметаморфизма пространственно приурочены к ядрам антиклинальных поднятий и являются одной из возможных причин их возникновения и роста (Покровский, 1970). Поэтому рассматриваемые процессы знаменуют также переломный момент метаморфического цикла, завершая прогрессивную его стадию.

С падением температуры растворов, во внешних зонах концентров гранитизация сменяется кислотным выщелачиванием. По мере роста поднятий и снижения, в связи с этим, изоград оно постепенно охватывает и нижние части метаморфических колонок, вплоть до глубинных зон ультраметаморфизма. Этот процесс характеризуется переходом в подвижное состояние и выносом из пород в растворы почти всех порообразующих компонентов, в том числе и связанных с ними рассеянных рудных элементов, с замещением их кремнеземом, вплоть до образования почти монокварцевых пород — метакварцитов. В последнюю очередь обычно выносились наименее подвижные в этих условиях алюминий и иногда железо, что обусловило возникновение реликтовых глиноземистых или железистых разностей метакварцитов. На промежуточных стадиях этого процесса, определяемых появлением метастабильных турмалина, силлиманита, андалузита, граната и мусковита возникают также грейзеноподобные породы. По мере дальнейшего снижения температуры, кислотное выщелачивание непосредственно сменяется поздней альбитизацией, карбонатизацией и различными диафоритическими изменениями пород.

Как видно из вышеизложенного, все рассмотренные метаморфические процессы тесно взаимосвязаны и составляют отдельные стороны единого метаморфического цикла. Причем, судя по температурным условиям их проявления и соотношениям складчатых деформациями, изохимический метаморфизм составляет прогрессивную его стадию, совпадающую с периодом седиментации в геосинклинальных прогибах; гранитизация и ультраметаморфизм — отвечают переломному моменту термодинамического режима и зарождению ядер роста антиклинальных поднятий, а кислотное выщелачивание и диафорез — представляют регрессивную стадию метаморфического цикла, совпадающую с их постинверсионным периодом. В пределах субгеосинклиналей метаморфические преобразования вулканогенно-осадочных толщ начинались в областях главных прогибов. По мере роста возникавших на их месте интрагеоантиклиналей активность метаморфических процессов постепен-

но смещалась в области поздних периферических прогибов и затухала к моменту их замыкания. В связи с этим метаморфические циклы последующих этапов (ритмов) развития субгеосинклиналей закономерно сдвинуты во времени и пространстве. Причем, стадия кислотного выщелачивания первого из них во времени совпадает со стадией изохимического прогрессивного метаморфизма второго, процессы гранитизации и кислотного выщелачивания которого в свою очередь могут накладываться на более ранние метаморфические образования. Для постинверсионного периода развития субгеосинклиналей характерны преимущественно динамометаморфизм и диафорез.

Такова общая принципиальная схема метаморфических процессов субгеосинклинальных подвижных зон, которую необходимо учитывать при металлогенических исследованиях.

В заключение остановимся дополнительно на проблеме полингенного магмаобразования, т. е. путях и способах возникновения и обособления способной к внедрению гранитоидной магмы и ее поведение на различных глубинных уровнях.

Выше отмечалось, что ультраметаморфизм, как совокупность явлений, связанных с частичным или полным переплавлением пород, представляет собой одну из сторон прогрессивного регионального метаморфизма в широком его понимании. Оптимальная область его проявления в общем отвечает абиссальной акмолит-мигматитовой фации глубинности гранитоидов (по Ю. А. Кузнецову, 1949), совпадающей со средней зоной гранитоидного магмаобразования в разрезе земной коры (по В. С. Соболеву и др., 1967). По полученным данным, в ее пределах можно выделить две самостоятельные магмаобразующие системы, генерирующие магматические расплавы различного состава.

Главным источником эвтектоидных кислых расплавов, давшим начало лейкократовым аляскитоидным гранитам, являются поля венитовых (селективных) мигматитов. Обособление жидкой фазы из них происходило по механизму «фильтр-прессинга» путем отжимания по межгранулярным поровым каналам в тектонически ослабленные участки пониженного давления (трещины, межпластовые полости отслоения, межбудинные пространства и др.). Этому в значительной степени способствовало наличие среди мигматитов относительно жестких экраняющих горизонтов песчаников, амфиболитов и некоторых других пород. Как в пределах центральной интрагеоантиклинали, так и северного периферического позднекаледонского поднятия Байсунской подзоны нами неоднократно наблюдалось, как жилы лейкократовых палингенных гранитов в нижней причудливо разветвленной своей части, подобно дренажным каналам, берут свое начало в глубинных зонах венитовой мигматизации и, постепенно увеличиваясь в мощности и сливаясь друг с другом, на более высоких гипсометрических уровнях образуют довольно крупные тела различной морфологии (Покровский, 1970).

Реоморфические анатектиты, несмотря на большее содержание расплава, менее благоприятны для подобной сепарации, так как обладают способностью к внедрению всей массой с образованием диапирондных гнейс-мигматитовых куполов. Эта их способность обусловлена резким возрастанием пластичности и текучести анатектитов при достижении содержания в них расплава 26% объема системы (Mac Gregor, 1939). Как указывает Ф. А. Летников (1972), важную роль при этом могут играть также явления «механического плавления», т. е. резкого снижения упругости пород в связи с α - β переходом кварца, для которого при ультраметаморфизме имеются все условия (рис. 61). На более

высоких структурных уровнях среди слабее метаморфизованных толщ реоморфические анатектиты претерпевают дальнейшее общее переплавление, очевидно, благодаря дополнительному разогреванию в связи с осмотическим растворением газовой фазы (Николаев, 1956, 1958), и обуславливают возникновение значительных объемов гранитоидной магмы повышенной основности, по составу отвечающей исходным гранитизированным гнейсам. На примере детально изученных В. Е. Головиным (1966) и нами раннекаледонских Верхнеуруклинского и Кызылсайского массивов гранитоидов можно видеть, что в верхах амфиболитовой фации реоморфические анатектиты еще сохраняют характерную для них гетерогенность, обусловленную наличием недоплавленных «ксенокристаллов» кордиерита, граната, силлиманита и других метаморфогенных минералов, но на уровне эпидот-амфиболитовой фации достигают относительной гомогенизации. Подобный механизм формирования, по-видимому, свойствен «батолитовым» интрузиям гранодиоритов и адаметеллитов.

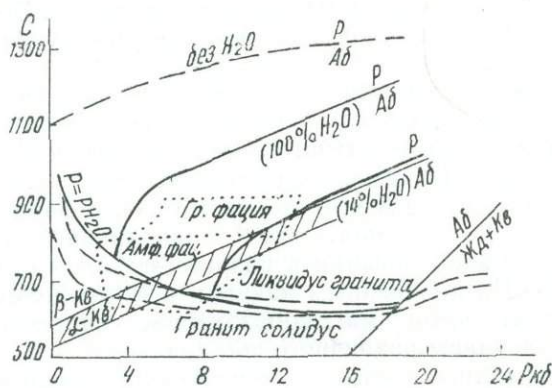


Рис. 6. Термодинамические условия плавления алюмосиликатных пород, по Ф. А. Летникову, (1972).

что в области ультраметаморфизма контактовое взаимодействие между ними практически отсутствовало, но на верхних структурных уровнях становилось все более интенсивным и разнообразным. Это позволяет считать, что на месте зарождения гранитоидная магма находилась в физико-химическом равновесии с окружающей средой, которое все более нарушалось по мере продвижения ее вверх, обуславливая возрастающую ее активность. Из сказанного следует, что тела палингенных гранитоидов, где бы они ни размещались, необходимо рассматривать как образования изофациальные с породами амфиболитовой фации, а связанный с ними контактовый метаморфизм как индуктивный метаморфизм, производный от глубинного.

Все вышеизложенное приводит также к заключению, что глубинные гранитоидные магматические очаги, в прежнем традиционном представлении о них как об обширных, эволюционирующих во времени резервуарах магмы, практически не существуют, а их роль исполняют глубинные зоны гранитизации и ультраметаморфизма в корневых частях геосинклинальных прогибов. Вулканическую деятельность инверсионной стадии развития геосинклиналей и многие жильные производные гранитоидного ряда, вероятно, следует связывать с вторичными «очагами» гранитоидной магмы повышенной основности, возникающими в апикальных частях гнейс-мигматитовых куполов и валов на месте

Соотношения рассмотренных типов гранитоидного магмаобразования определяются масштабами и интенсивностью процессов гранитизации и ультраметаморфизма в глубинных зонах и в некоторой степени структурно-текстурными особенностями исходных пород.

Наблюдаемые соотношения лейкократовых гранитов и реоморфических анатектитов с вмещающими породами свидетельствуют о том,

становления «батолитовых» интрузий среди метаморфических толщ эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Подтверждением этому может служить тесная связь раннебашкирской андезито-дацитовой формации Южно-Гиссарской подзоны с формированием одно-возрастных интрагеоантиклинального поднятия и приуроченного к нему Центрально-Гиссарского «батолита», подобные же соотношения эффузивов минбулакской свиты с Алмалыкским сиенито-диоритовым массивом в Кураминской подзоне (Покровский, 1959) и целый ряд других данных. Этектоидные кислые расплавы вряд ли образуют в земной коре значительные скопления и, вероятнее всего, обуславливают возникновение сравнительно небольших штокообразных и дайкообразных тел аляскитов и лейкократовых гранитов поздних фаз интрузивной деятельности. Таким образом, необходимо признать, что в инверсионную стадию развития геосинклиналей функционируют две самостоятельные гранитоидные магмы, различающиеся составом, механизмом, местом возникновения и поведением в земной коре.

Поэтому связанные с ними интрузивные образования, очевидно, следует строго разграничивать и выделять в самостоятельные формации гранодиоритов и аляскитоидных лейкократовых гранитов.

К проблеме метаморфогенного рудообразования

К настоящему времени накопился огромный фактический материал, свидетельствующий о существенной роли процессов метаморфизма в мобилизации, миграции и переконцентрации рудного вещества в земной коре и метаморфогенном характере многих месторождений различных полезных ископаемых. Трудami Н. Г. Судовикова (1964, 1965, 1967 и др.), Я. Н. Белевцева (1967, 1969 и др.) и многих других исследователей это представление получило достаточное теоретическое обоснование и сейчас вырисовывается в весьма перспективное научное направление, по нашему мнению, составляющее одну из основ современной теории эндогенного рудообразования.

Одной из важнейших проблем эндогенного рудообразования является проблема источников рудного вещества. В общем виде она освещалась в работах С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, Д. И. Щербакова, Ф. И. Вольфсона, Х. М. Абдуллаева, И. Х. Хамрабаева, Г. А. Твалчрелидзе, А. И. Тугаринова и многих других исследователей. В последнее время эта проблема специально рассмотрена В. И. Смирновым (1968, 1971), который наметил следующие три главные группы источников рудообразующего вещества: 1) ювенильную, связанную с подкоровой базальтоидной магмой, 2) ассимиляционную, связанную с палингенной гранитной магмой, и 3) фильтрационную, связанную с немагматической циркуляцией подземных вод. Роль этих источников последовательно меняется в течение геосинклинального цикла в соответствии с изменением характера магматизма. Естественно, что для субгеосинклинальных зон, характеризующихся особенно мощным гранитоидным магматизмом, наиболее эффективен ассимиляционный источник рудного вещества.

В связи с этим приобретает важное значение первичная металлоносность вмещающих толщ, определяющая геохимическую и металлогеническую специализацию гранитоидов (Хамрабаев, 1958, 1969; и др.), а также возможность мобилизации и переконцентрации в них рудных компонентов в процессе регионального и контактового метаморфизма. Такая трактовка вопроса, с нашей точки зрения, совершенно естественна, поскольку сейчас уже не вызывает сомнения метаморфогенное (палин-

генное) происхождение и самих гранитоидных интрузий (Менерт, 1963, 1971; Петров, 1964; Судовиков, 1964; Соболев и др., 1967; и др.).

По современным представлениям (Попов, 1963; Тугаринов, 1964; Твалчрелидзе, 1967; Синицын, 1972 и др.) основы металлогенического облика той или иной рудной провинции закладываются в период накопления геосинклинальных вулканогенно-осадочных отложений, в которых в виде небольших первичных концентраций и, особенно, в рассеянном состоянии сосредоточены громадные запасы различных металлов. В частности, в породах рассмотренных метаморфических комплексов установлены существенные концентрации различных рудных элементов, в том числе хрома, ванадия, платиноидов, золота, олова, молибдена, бериллия, полиметаллов (Мирходжаев, Хохлов, 1968).

Выше было показано, что гранитизация и, особенно кислотное выщелачивание пород как при региональном, так и контактовом метаморфизме сопровождались интенсивными мобилизацией и перераспределением породообразующих компонентов и рудных элементов-примесей. Происходило как бы «промывание» пород метаморфогенными растворами с выносом из них избыточных компонентов, чем, вероятно, можно объяснить известную «рудную стерильность» пород амфиболитовой и гранулитовой фаций. К сожалению, пока трудно судить о масштабах и эффективности мобилизации и переконцентрации при этом рудных элементов, так как на количественной основе систематические исследования в этом направлении нами еще не завершены. На данном этапе исследований основное внимание мы уделили не менее важной проблеме источников воды и происхождения метаморфогенных гидротермальных растворов.

Об источниках воды гидротермальных растворов

По результатам геологических исследований и экспериментальным данным, в процессе эндогенного минералообразования и, в частности, рудообразования принимают участие огромные массы гидротермальных растворов. В поисках для них источников воды исследователи обращались также к подкоровым глубинам, магматическим расплавам, поверхностным водам и др. В последнее время при решении этой проблемы значительное внимание уделяется метаморфогенным растворам, в основе которых лежат седиментационные и кристаллизационные воды вулканогенно-осадочных толщ. Общая масса вод, заключенных в земной коре — в порах пород и в связанном виде в минералах, по новейшим данным, оценивается Ведеполем (Wedepohl, 1969) в $7 \cdot 10^{17}$ т, что соответствует половине вод Мирового океана.

Общезвестно, что метаморфические процессы осуществляются в сфере кругооборота воды и при непосредственном ее участии. Поэтому проблема воды при метаморфизме издавна привлекала внимание исследователей. В общем петрологическом аспекте она освещалась в работах Д. С. Коржинского (1940), Ф. Тернера (1951), Г. Рамберга (1952), Дж. Томпсона (1955); У. Файфа и др. (1962), Н. Г. Судовикова (1960), А. А. Маракушева (1965, 1968), В. С. Соболева и др. (1966) и др. Роль связанной воды как одного из критериев фациальности гранитоидов рассматривали И. Х. Хамрабаев и Э. Искандеров (1964).

По имеющимся данным, в процессах метаморфизма и магматизма участвуют в основном связанные воды (кристаллизационные, конституционные), привнесенные в недра земной коры гидроксил- и водосодержащими минералами, тогда как седиментационные остаточные воды

отгоняются из осадков еще в процессе их литификации. К начальной стадии метаморфизма в осадочных породах сохраняется до 6—8 вес. % воды. В породах зеленосланцевой фации в связи с начавшимися реакциями дегидратации содержание ее снижается до 4%, а эпидот-амфиболитовой фации — до 3—2,5%. Даже в условиях амфиболитовой фации, где особенно интенсивно протекает дегидратация слюд и амфиболов, в породах еще сохраняется 1—2% связанной воды. Зона деградитизации характеризуется еще большим «осушением» пород, в связи с чем в условиях гранулитовой фации в них сохраняется не более 0,5%, а эклогитовой фации — 0,3% воды. Выделяющаяся при дегидратации вода составляет метаморфогенные растворы, активно участвующие в метаморфическом минералообразовании и, конечно, рудообразовании.

Таблица 37

Средние содержания связанной воды (H_2O^+) в метаморфических породах Южного Узбекистана, вес. %

Фация	Метапелиты		Амфиболовые породы		Средневзвешенные
	кол-во проб	среднее содержание	кол-во проб	среднее содержание	
Зеленосланцевая	14	2,50 (1,17—3,95)	17	2,60 (0,94—5,09)	2,55
Амфиболитовая	55	1,02 (0,06—3,23)	25	1,37 (0,30—2,70)	1,13
Разности содержания		1,48		1,23	1,42

Примечание. В скобках — предел колебаний содержаний.

На данном этапе исследований, нами по рекомендации И. Х. Хамрабаева сделана попытка конкретной количественной оценки баланса воды при формировании изучавшихся метаморфических комплексов. Для этого были использованы достоверные, в большей части проконтролированные данные о содержании связанной воды (H_2O^+), прежде всего кристаллизационной и гидроксильной, в наиболее характерных представителях пород различных фаций метаморфизма, менее всего затронутых диафторическими изменениями. В соответствии с этими требованиями из имевшихся в нашем распоряжении более 200 химических анализов метаморфических пород удалось отобрать необходимые данные лишь для пород зеленосланцевой (31 проба) и амфиболитовой (80 проб) фаций. Имевшиеся результаты химического анализа пород эпидот-амфиболитовой фации оказались непригодными для наших целей, так как характеризовали разновидности, в той или иной степени претерпевшие наложенный контактовый метаморфизм и диафторез. По отобранным данным установлено, что распределение связанной воды в породах подчиняется нормальному закону. Были подсчитаны средние ее содержания отдельно для метапелитов и аповулканитовых амфиболовых пород, а также средневзвешенные значения для каждой фации в целом (табл. 37).

Из приведенных данных видно, что среднее содержание связанной воды как в метапелитах, так и амфиболовых породах фации зеленых сланцев примерно одинаковое и близко к средневзвешенному — 2,55 вес. %. Однако колебания частных значений весьма существенны, особенно в амфиболовых сланцах и метавулканитах. Как показало соп-

ставление петрографического и химического составов пород, это всецело определяется количеством в них водо- и гидроксилсодержащих минералов (гидроокислы, хлориты, слюды, амфиболы и др.). Поэтому не случайно минимальные содержания связанной воды (1,17—1,59) в основном свойственны бедным ими песчаникам, а максимальные (4,28—5,09) — хлорит-актинолитовым сланцам и метавулканитам. Изменения содержания связанной воды в породах при переходе от мусковит-хлоритовой к биотит-хлоритовой субфации незначительны.

Средние содержания связанной воды в породах амфиболитовой фации, по сравнению с зеленосланцевой, резко уменьшаются, особенно в метапелитах. Разности средних содержаний по группам пород и средневзвешенным значениям составляют соответственно 1,48; 1,23 и 1,42 вес %. В первую очередь это обусловлено уменьшением в породах количеств гидроксилсодержащих минералов, которые здесь представлены главным образом слюдами и амфиболами. Причем, в большей степени это относилось к биотиту, который особенно часто замещается в них силлиманитом, полевыми шпатами и другими «сухими» минералами в связи с явлениями гранитизации и кислотного выщелачивания. Поэтому естественно, что минимальные содержания связанной воды отмечаются в гранито-гнейсах (0,32—0,49%), ультраметаморфических анатектитах (0,06—0,25%) и метакварцитах (0,06—0,43%).

Как показали проведенные исследования, уменьшение содержания связанной воды в метаморфических породах при переходе их от зеленосланцевой к амфиболитовой фации обусловлено не только уменьшением количества гидроксилсодержащих минералов, но и постепенным стадийным обезвоживанием последних по мере возрастания температуры и давления. Особенно отчетливо это устанавливается для биотитов из метапелитовых пород, состав которых, как известно, является довольно чутким индикатором степени метаморфизма. Количественным показателем ее, по Л. П. Никитиной (1965), может служить содержание кремния в тетраэдрической позиции структуры биотитов, увеличивающееся при повышении температуры и давления. В связи с этим мы попытались сопоставить содержания кремния и гидроксила в биотитах из наших пород. По данным имеющихся 27 полных химических анализов, были подсчитаны средние их содержания для главнейших фаций и субфаций метаморфизма (табл. 38).

Как видно из приведенных данных, в пределах всей области устойчивости биотита действительно происходит систематическое увеличение содержания кремния в тетраэдрической позиции его структуры по мере нарастания степени метаморфизма пород. Параллельно с этим в линейной зависимости с кремнием в них неуклонно снижается содержание гидроксила (от 1,91 до 0,90 ат ед.). Причем, кривая дегидратации биотитов резко падает вниз и лишь на отрезке от ставролит-кианитовой (андалузитовой) до кордиерит-силлиманитовой субфаций, при переходе к гранулитовой фации, постепенно выполаживается. Разность содержаний гидроксила при этом достигает 1,0 ат ед. Обращает на себя внимание также, что в биотитах пород амфиболитовой фации, претерпевших кислотное выщелачивание, наблюдается дальнейшее увеличение роли кремнекислородных тетраэдров и снижение содержания гидроксила (до 0,63 ат ед.). Учитывая широкое региональное развитие этого процесса в докембрийском метаморфическом комплексе региона, общую суммарную разность содержания гидроксила в биотитах, по-видимому, правильнее будет определять величиной от 1,0 до 1,3 ат. ед., что соответствует градиенту в содержании воды от 2,0 до 2,7 вес. %. Простой

грубо приближенный подсчет показывает, что это довольно значительная величина. Для наглядности можно отметить, что при такой разности содержаний воды в процессе метаморфизма слюдяного сланца с удельным весом $2,8 \text{ г/см}^3$ и содержанием около 25% биотита только за счет дегидратации последнего должно выделиться от 14,0 до 19,0 кг воды на каждый 1 м^3 породы.

Выше указывалось (табл. 37), что разность содержания связанной воды при переходе метапелитовых пород от зеленосланцевой фации до низов амфиболитовой в среднем составляет 1,48%. Это означает, что в процессе их метаморфизма в указанном интервале фациальных условий может выделиться 41,5 кг избыточной воды на каждый 1 м^3 (2,8 т) пород. Причем, как мы видели, значительная часть ее, возможно, отщепляется вследствие дегидратации биотита.

Таблица 38

Содержание кремния и гидроксида в биотитах метапелитовых пород Южного Узбекистана, атомн. ед.

Фашия метаморфизма	Субфашия	Кол-во анал.	Среднее содержание кремния	Среднее содержание гидроксида
Зеленосланцевая	Биотит-хлоритовая	3	2,55 (2,49—2,62)	1,91 (1,88—1,94)
Эпидот-амфиболитовая		3	2,61 (2,58—2,64)	1,61 (1,61—1,62)
Амфиболитовая	Биотит-альмандиновая	6	2,67 (2,59—2,74)	1,28 (1,12—1,51)
Амфиболитовая	Ставролит-кианитовая (андалузитовая)	3	2,71 (2,70—2,73)	1,03 (1,01—1,07)
Амфиболитовая	Кордиерит-силлиманитовая	12	2,82 (2,58—2,97)	0,90 (0,74—1,00)
	Разность содержаний		0,27	-1,01
	Продукты кислотного выщелачивания	3	2,89 (2,84—2,95)	0,63 (0,63—0,64)
	Общая разность содержаний		0,34	-1,28

Амфиболы, по-видимому, менее благоприятны в отношении выделения воды. На это указывает значительно меньший перепад в концентрациях воды при метаморфизме амфиболсодержащих пород.

Средневзвешенное значение разности содержания связанной воды метаморфических пород района в пределах рассматриваемой колонки фаций составляет $-1,42\%$, что равносильно выделению около 40 кг воды на 1 м^3 пород амфиболитовой фации.

К сожалению, мы не располагаем надежными данными о содержании связанной воды в породах эпидот-амфиболитовой фации, так как имеющиеся по ним результаты химических анализов в этом отношении оказались не показательными в связи с наложением процессов диафореза. Однако учитывая непрерывность и монотонность кривой дегидратации биотитов при повышении степени метаморфизма (табл. 38), по-видимому, не будет большой ошибкой, если мы условно примем для них среднее содержание воды $1,84\%$, промежуточное по значению между породами зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. В этом случае градиент воды по отношению к зеленосланцевой фации составляет $1,71\%$; что соответствует выделению $47,9 \text{ кг/м}^3$ воды.

Исходя из приведенных данных, попытаемся ориентировочно оценить общий баланс воды при прогрессивном региональном метаморфизме геосинклинальных вулканогенно-осадочных толщ на примере докембрийского и нижнепалеозойского метаморфических комплексов региона. При этом априорно принимаем, что слагающие эти комплексы породы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, по мере нарастания колонки, некогда проходили стадию метаморфических преобразований зеленосланцевой фации, и в соответствии с этим среднее содержание связанной воды в породах последней принимаем за начальную точку отсчета. По непосредственно наблюдающимся количественным соотношениям продуктов различных ступеней метаморфизма в рассматриваемой колонке на долю амфиболитовой фации приходится 5 км, а эпидот-амфиболитовой — 2 км. Поэтому расчет целесообразно производить в объемах на 1 км³, т. е. в пределах призмы метаморфических образований сечением в 1 км² и высотой в 7 км снизу обрезанной границей с гранулитовой, а сверху — зеленосланцевой фации. В этом случае количество выделявшейся воды при формировании 1 км³ пород амфиболитовой фации (при водоотдаче 40,0 кг/м³), составит 40 млн. т, а на весь объем — 200 млн. т. Для пород эпидот-амфиболитовой фации оно составит соответственно — 47,9 и 95,8 млн. т. Таким образом, в первом приближении можно считать, что при формировании докембрийского и нижнепалеозойского метаморфических комплексов нашего региона даже за счет отложений ранее метаморфизованных условий фации зеленых сланцев в колонке сечением 1 км² выделится около 300 млн. т (0,3 км³) воды, что составило бы на этой же площади озеро глубиной до 300 м. При этом на уровне нижней границы зеленосланцевой фации при средней пористости пород в 2,5% каждый 1 см² поверхности должно было профильтроваться около 1,2 т воды.

Приведенные данные схематично отражают баланс воды в ограниченном интервале вертикальной колонки метаморфизма, сложенной породами упоминавшихся комплексов. Если же рассмотреть всю историю их метаморфических преобразований с момента накопления пелитовых отложений, по Кларку в среднем содержащих 5% воды, а также учесть эродированную вышележащую мощную (3—4 км) толщу пород зеленосланцевой фации, то общее количество выделенной при метаморфизме воды возрастает более чем вдвое (855,6 млн. т на 10 км³).

Несмотря на принятые допущения и ориентировочность подсчетов, полученные цифры приводят к выводу об исключительно важной роли прогрессивного метаморфизма в дегидратации геосинклинальных вулканогенно-осадочных толщ и формировании огромных масс метаморфогенных водных растворов, обеспечивающих гранитизацию и кислотное выщелачивание, а в благоприятных условиях, несомненно, обуславливающих рудообразование.

ВЫВОДЫ

Результаты проведенных исследований и анализ литературных данных позволяют сделать следующие основные выводы и практические рекомендации.

1. Кристаллический фундамент Гиссарского срединного массива (Байсунская подзона) и Южно-Гиссарская подзона в современном виде представляют собой субширотные области завершённой складчатости, различающиеся лишь возрастом консолидации и глубиной эрозионного среза. Они возникли в результате инверсии каледонской и

герцинской субгеосинклиналей, унаследованно развивавшихся на миогеосинклинальном складчато-метаморфическом основании предшествующих, в первом случае байкальского, во втором — каледонского циклов. Каждая из них характеризуется антиклинориевым строением и состоит из центрального интрагеоантиклинального поднятия и примыкающих к нему с севера и юга более поздних антиклиналей, к которым приурочены метаморфические образования и интрузивные комплексы гранитоидов последовательных этапов развития этих подзон. Каледонские сооружения вскрыты эрозией до корневых частей, а герцинские обнажаются на более высоком структурном уровне. Это позволяет воссоздать почти непрерывный разрез данного участка земной коры до глубины 18—20 км и проследить по нему эволюцию процессов метаморфизма, магматизма и рудообразования.

2. Докембрийский (Pt) метаморфический комплекс составляет основание каледонской субгеосинклинали Байсунской подзоны и сложен глубоко метаморфизованными протерозойскими породами флишоидной (палгарьская свита, 4650 м) и спилито-диабаз-пикритовой (диймалекская свита, 800—1000 м) формаций. В длительной и сложной истории его формирования различаются байкальская (600—720, 1400 млн. лет) и каледонская (340—480 млн. лет) эпохи метаморфизма. Первая из них ознаменовалась, в основном, изохимическим прогрессивным метаморфизмом эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций с образованием различных сланцев и эклогитов жедрит-плаггиогнейсового формационного ряда (по А. А. Маракушеву) или кианит-силлиманитовой фациальной серии (по А. Мияширо). В каледонскую эпоху этот комплекс вместе с нижнепалеозойским претерпел полный цикл метаморфических процессов, охватывающий изохимический прогрессивный региональный метаморфизм, гранитизацию, ультраметаморфизм и кислотное выщелачивание. Все эти процессы проявлялись в последовательные два этапа — раннекаледонский (450—480 млн. лет) и позднекаледонский (340—380 млн. лет) и пространственно приурочены соответственно к областям главного прогиба, а затем поздним периферическим прогибам и возникшим при инверсии на их месте поднятиями.

3. Нижнепалеозойский (St—O₂) метаморфический комплекс развиг как в Байсунской, так и Южно-Гиссарской подзонах. В первой из них он представляет собственно субгеосинклинальный комплекс вулканогенно-осадочных формаций, а во второй — складчато-метаморфическое ее основание. Главные эпохи его метаморфизма — каледонская и герцинская, в каждой из которых различаются ранние и поздние этапы. В связи с различием структурно-тектонической позиции этого комплекса в Байсунской и Южно-Гиссарской подзонах в каждую из эпох он испытывал различный метаморфизм. Так, в каледонскую эпоху он претерпел в обеих подзонах метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, но в первой из них андалузит-силлиманитового, а во второй — кианит-силлиманитового типов. Еще более условия его метаморфизма различались в герцинскую эпоху, когда в Байсунской подзоне он претерпел лишь филлитовый диафторез, а в Южно-Гиссарской — прогрессивный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, который в первой проявлялся в каледонское время. Эти изменения условий метаморфизма нижнепалеозойского комплекса обусловлены спецификой геологического развития территории Южного Узбекистана.

4. Нижне-среднепалеозойский (O₃—D₂) метаморфический комплекс обнажается исключительно в Южно-Гиссарской подзоне и составляет вместе с нижнепалеозойским каледонское основание герцинской субгеосинклинали. Он пережил наиболее низкотемпературный регио-

нальный метаморфизм филлитовой и, частично, зеленосланцевой фаций, а также наложенный контактовый метаморфизм под воздействием герцинских интрузий гранитоидов.

5. Тип регионального метаморфизма, обуславливающий формирование определенных формационных рядов или фациальных серий, всецело определяется структурно-формационным типом подвижных зон. Эвгеосинклинальным зонам свойствен жадеит-глаукофановый, миогеосинклинальным — кианит-силлиманитовый, а субгеосинклинальным — андалузит-силлиманитовый типы метаморфизма. Каждый из них представляет собой самостоятельный цикл метаморфических процессов, прогрессивная стадия которого совпадает с демиссионной, а регрессивная — с инверсионной стадиями развития соответствующих геосинклинальных прогибов. Закономерная последовательность этих типов метаморфизма во времени отражает эволюцию термодинамического режима и геохимической обстановки в поступательном геосинклинальном развитии земной коры.

6. Наиболее полный цикл метаморфических процессов свойствен субгеосинклинальным подвижным зонам. Он начинается изохимическим (в отношении инертных компонентов) прогрессивным метаморфизмом, который во времени совпадает с демиссионной стадией развития геосинклинальных прогибов. С момента образования кинцититов гранулитовой фации, сопровождающегося отщеплением надкритических щелочных водных флюидов, начинается гранитизация, которая в кульминационный период развития перерастает в ультраметаморфизм (анатексис, реоморфизм, палингенез). Масштабы и интенсивность их проявления предопределяются длительностью и масштабами сопряженного процесса «дегранитизации» пород в переходной зоне от амфиболитовой к гранулитовой фации. Во времени они приурочены к концу прогрессивной стадии метаморфического цикла, совпадающему с периодом изостатического равновесия, переходным от прогибания к поднятию. По полученным данным, обусловленное гранитизацией и ультраметаморфизмом увеличение объема пород в глубинных зонах метаморфизма, служит одной из главных причин возникновения динамических напряжений и ядер роста поднятий. Период инверсии прогибов характеризуется проявлениями кислотного выщелачивания и диафтореза, завершающими метаморфический цикл.

7. По полученным данным, ультраметаморфизм является главным фактором развития гранитоидного магматизма в субгеосинклинальных зонах Южного Узбекистана. Причем, в области его проявления выделяются две магмагенерирующие системы, обуславливающие возникновение расплавов различного состава. Одну из них составляют глубинные зоны селективной (венитовой) мигматизации, которые служат источником эвтектоидного по составу мобилизата, дающего начало жилам и небольшим штокообразным телам палингенных лейкократовых гранитов и аляскитов. Другая представлена диапироидными куполами и валами реоморфических анатектитов и гранито-гнейсов. На более высоких структурных уровнях они претерпевают дополнительное разогревание и общее переплавление с образованием «батолитовых» массивов гранитоидов пестрого состава, приуроченных к апикальным частям упомянутых куполов. Слагающие их породы по составу отвечают исходным гранитизированным гнейсам и анатектитам и чаще всего близки к гранодиоритам. Гранитоиды, возникшие этими двумя путями, помимо механизма образования, существенно различаются также по металлогенической специализации. В связи с этим среди них целесообразно различать формации гранодиоритов и палингенных лейкокра-

товых гранитов, характеризующихся своими специфическими особенностями.

8. Метаморфические процессы играют значительную роль в мобилизации и переконцентрации вещества в земной коре, в том числе воды и рудных компонентов. Полученные данные свидетельствуют о местном метаморфогенном происхождении гранитизирующих флюидов и возможном перерастании их по мере падения температуры и взаимодействия с вмещающими породами в гидротермальные рудообразующие растворы.

9. Достигнутые успехи в изучении метаморфических формаций уже не вызывают сомнений в том, что метаморфические процессы лежат в основе многих явлений магматизма, тектоники и рудообразования и определяют в конечном счете формирование земной коры. В связи с этим полноценный металлогенический анализ той или иной структурно-формационной зоны или региона невозможен без учета особенностей проявления в них метаморфизма. Необходимой основой для этого должны служить специализированные карты и другие документы, отражающие региональные закономерности и особенности проявления метаморфических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М., Борисов О. М. Об особенностях развития срединных массивов. „Советская геология“, 1963, № 8.
- Алферов Г. Ю. [и др.]. Тектоническая карта Узбекской ССР. Ташкент, Изд-во „Фан“ УзССР, 1967.
- Архипенко Д. К. [и др.]. О возможности заполнения октаэдрических структурных позиций в слюдах одновалентными катионами натрия. ДАН СССР, т. 160, 1965, № 2.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Строение палеозойского фундамента Узбекистана и сопредельных территорий. МГК, XXIII сессия, Доклады советских геологов, М., Изд-во „Наука“, 1968.
- Ахмеджанов М. А. Геологическое строение фундамента западной оконечности Южного Тянь-Шаня (Западный Узбекистан). Автореферат докторской диссертации, Ташкент, 1969.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Основные черты строения и развития Срединного и Южного Тянь-Шаня. „Узб геол. журн“. 1972, № 4.
- Ахмеджанов М. А., Арипов А. А., Борисов О. М. Геотектонический фактор перспективности палеозойских образований на нефть и газ. „Геология нефти и газа“, 1973, № 7.
- Бабаев А. Г. Литология, палеогеография и нефтегазоносность меловых отложений Западного Узбекистана. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1959.
- Бакиров А. Б. Типы метаморфических комплексов Средней Азии. В сб. „Метаморфические пояса СССР“, Л., Изд-во „Наука“, 1971.
- Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ним оруденение, Душанбе, Изд-во „Дониш“, 1966.
- Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитоидных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Безуглов Э. Д., Кислицын А. Г., Кондаков И. В. Новые данные по стратиграфии кристаллической серии юго-западных отрогов Гиссарского хребта. „Узб. геол. журнал“ 1972 № 3.
- Белевцев Я. Н. Особенности металлогении Украинского щита. В кн. „Проблемы изучения геологии докембрия“, Л., Изд-во „Наука“, 1967.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Древние толщи Северного Тянь-Шаня. М., Изд-во „Наука“, 1964.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Кангро О. Г. Декембрий Южного Тянь-Шаня и Кызылкумов. М., Изд-во „Недр“, 1972.
- Бенш Ф. Р. Схема стратиграфии каменноугольных отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта. В кн. „Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана“. Ташкент, Изд-во „Наука“ УзССР, 1965.
- Бойд Ф. Р. Гидротермальные исследования амфиболов. В кн. „Геохимические исследования“, ИЛ, 1961.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по пересчету формул минералов. М., Изд-во „Наука“, 1964.
- Василевский Б. Ф. Дайки и оруденение в Юго-Западных Гиссарах. Ташкент, Изд-во „Фан“ УзССР, 1968.
- Великославинский Д. А., Петров Б. П. Геология и метаморфизм верхнего докембрия Северо-Байкальского нагорья. МГК, XXIII сессия, проблема 10, Доклады советских геологов, М., Изд-во „Наука“, 1964.

- Великославинский Д. А. Изменение соотношений в группе катионов шестерной координации в биотитах при региональном метаморфизме. В сб. „Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР“, Л., Изд-во „Недра“, 1965.
- Великославинский Д. А. Химический состав биотитов как показатель степени и типа регионального метаморфизма. МГК, XXIII сессия, проблема 4., Доклады советских геологов, М., Изд-во „Наука“, 1968.
- Великославинский Д. А., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. Зональность прогрессивного регионального метаморфизма и металлогеническая специализация метаморфических зон В кн. „Геология докембрия“, МГК, XXIII сессия, Доклады советских геологов, Л., Изд-во „Наука“, 1968.
- Великославинский Д. А. Метаморфические зоны в Северном Приладожье и оценка температур метаморфизма кизанитового и андалузитового типов регионального метаморфизма. В сб. „Метаморфические пояса СССР“, Л., Изд-во „Наука“, 1971.
- Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л., Изд-во „Наука“, 1972.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород, М., Изд-во „Мир“, 1969.
- Винчелл А., Винчелл Г. Оптическая минералогия, ИЛ, 1953.
- Глебовицкий В. А. Процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и некоторые вопросы геологии глубинных сечений складчатых поясов, „Советская геология“, 1969, № 2.
- Глебовицкий В. А. Фациальные серии и эволюция метаморфических поясов В сб. „Метаморфические пояса СССР“, Л., Изд-во „Наука“, 1971.
- Глебовицкий В. А. Проблема эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., Изд-во „Наука“, 1973.
- Глубинное строение земной коры территории Узбекистана, Ташкент, Изд-во „Фан“ УзССР, 1971.
- Головин Е. М. Вулканизм и явления метаморфизма Южного Узбекистана. Геология СССР, т. XXIII, Узбекская ССР, Госгеолгиздат, 1948.
- Головин В. Е. Новые данные по петрографии метаморфической толщи Чакчарских гор (Юго-Западный Гиссар). В кн. „Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана“, Ташкент, Изд-во „Наука“ УзССР, 1965.
- Головин В. Е., Клиблей Г. Х. Грейзены юго-западных отрогов Гиссарского хребта. „Узб. геол. журнал“, 1966, № 1.
- Головин В. Е. Магматизм и некоторые вопросы формирования метаморфической толщи Чакчарских гор (юго-западные отроги Гиссарского хребта). „Узб. геол. журнал“, 1966, № 4.
- Головин В. Е. Метаморфизм и некоторые вопросы петрологии докембрийского комплекса юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1973.
- Горюцкая Е. Н. Флишевая каменноугольная формация южного склона Гиссарского хребта. Тр. Института геол. АН ТаджССР, т. 4, 1961.
- Горюцкая Е. Н., Морозенко Н. К. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). Петрографический сборник, № 4, Л., ВСЕГЕИ, 1962.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Дикенштейн Г. Х. [и др.]. Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. М., Гостехиздат, 1963.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. I, II, III IV, V, M., Изд-во „Мир“, 1966.
- Дмитриев Э. А. Ксенолиты эглогитов в трубках взрыва щелочных пород на Памире. ДАН СССР, т. 169, 1966, № 6.
- Добрецов Н. Л. [и др.]. Основные закономерности распространения фаций регионального метаморфизма на территории СССР, „Геология и геофизика“, 1965, № 4.
- Добрецов Н. Л. [и др.]. Фации регионального метаморфизма СССР. Новосибирск, 1966.
- Добрецов Н. Л. [и др.]. Принципы выделения и классификации типов регионального метаморфизма и метаморфических формаций. „Геология и геофизика“, 1969, № 3.
- Добрецов Н. Л. [и др.]. Фации метаморфизма. М., Изд-во „Недра“, 1970.
- Добрецов Н. Л. [и др.]. Фации метаморфизма умеренных давлений. М., Изд-во „Недра“, 1972.
- Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Эглогиты в метаморфических комплексах Казахстана, Тянь-Шаня, Южного Урала и их генезис. В кн. „Проблемы петрологии и генетической минералогии“, т. II, М., Изд-во „Наука“, 1970.
- Доморацкий Н. А. Определение первичной природы метаморфических пород по

- содержанию в них инертных компонентов. МГК, XXIII сессия, Доклады советских геологов. Изд-во АН СССР, 1964.
- Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Некоторые закономерности изменения состава гранита, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме. В сб. "Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР", М., Изд-во "Наука", 1965.
- Ефимов И. А. Древнейшие породы Казахстана и Северной Киргизии. Автореферат докторской диссертации, Алма-Ата. 1972.
- Закруткин В. В. Сравнительная характеристика амфиболовых пород амфиболитовой и гранулитовой фации Анабарского щита. "Геология и геофизика", 1961, № 9.
- Зотов Н. А. Некоторые особенности магматизма и метаморфизма кристаллического комплекса Юго-Западного Памира. Автореферат канд. диссертации, ИГЕМ АН СССР 1968.
- Исамухамедов И. М., Купченко П. Д., Василевский Б. Ф. Магматизм и некоторые вопросы металлогении юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Ташкент, 1962.
- Исамухамедов И. М., Купченко П. Д., Василевский Б. Ф. О последовательности развития магматизма и некоторых вопросах металлогении в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. В кн. "Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Наука", 1965.
- Исамухамедов И. М., Мирходжаев И. М. [и др.] Схема магматизма Южного Узбекистана. Матер. II Среднеаз. регион. петрогр. совещания. Душанбе, Изд-во "Дониш", 1971.
- Карасева Т. А. О контактовом метаморфизме около Туполангского интрузива. Труды ТашГУ, вып. 337, 1968.
- Кедров Б. М. Предмет и взаимосвязь естественных наук, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Келлер Б. М., Королев В. Г., Крылов И. Н. К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 4.
- Кензин И. А. Схема тектонического районирования Юго-Западного Гиссара в герцинской структуре. В сб. "Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Наука" УзССР, 1965.
- Кепежинская К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы, М., Изд-во "Наука", 1965.
- Князев В. С., Мельниченко А. К., Шнип О. А. Метаморфический комплекс Юго-Западного Гиссара. "Изв. отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук АН ТаджССР", 1967, № 3 (25).
- Коржинский Д. С. Парагенетический анализ кварцсодержащих бедных кальцием кристаллических сланцев архейского комплекса Ю. Прибайкалья. Зап. ВМО, 1963, ч. 65, вып. 2.
- Коржинский Д. С. Зависимость минералообразования от глубин. ЗВМО, вып. 2, ч. 66, 1937.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Труды Института геол. наук АН СССР, сер. петрограф., вып. 12, 1940.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. "Изв. АН СССР", сер. геол., 1952, № 2.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях", 2-е изд., М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. "Геология рудных месторождений", 1962, № 5.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности и щелочности трансмагматических растворов. В кн. "Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования", Л., Изд-во "Наука", 1967.
- Кориковский С. П. Биотиты из пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма. ДАН СССР, 1965, № 1.
- Кориковский С. П. Образование некоторых типов дистеновых и силлиманитовых пород путем кислотного выщелачивания. В кн. "Проблемы изучения геологии докембрия". Л., Изд-во "Наука", 1967.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны, М., Изд-во "Наука", 1967.
- Кориковский С. П. Влияние глубинности на соотношение метаморфических зон в насыщенных K_2O метапелитовых сланцах и роговиках. В сб. "Очерки физико-химической петрологии", т. 1, М., Изд-во "Наука", 1969.
- Кориковский С. П. Граница ставролитовой субфации метаморфизма в области низких давлений. ДАН СССР, т. 184, 1969, № 1.

- Кориковский С. П. Малоглубинный ставролит-андалузит-силлиманитовый тип регионального метаморфизма в докембрии хр. Кодар (Восточная Сибирь). В сб. "Метаморфические пояса СССР", Л., Изд-во "Наука", 1971.
- Костюк Е. А., Соболев В. С. Парагенетические типы амфиболов ряда роговая обманка—актинолит в метаморфических породах. ДАН СССР, 164, 1965, № 4.
- Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., Изд-во "Наука", 1970.
- Крылов А. Я., Силин Ю. И. Время метаморфизма древних отложений северной зоны Тянь-Шаня. ДАН СССР, т. 122, 1958, № 5.
- Крылов А. Я., Силин Ю. И., Ловцус А. В. Возраст гранитоидов северной зоны Тянь-Шаня. ДАН СССР, т. 124, 1959, № 3.
- Крылов А. Я. Вопросы геохронологии Средней Азии. В сб. "Абсолютный возраст геологических формаций", МГК, XXII сессия. Доклады советских геологов, М., 1964.
- Крылова И. Д., Васильева С. И. О температурах формирования жильного материала мигматитов докембрия. Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР, М., Изд-во "Наука", 1966.
- Кузнецов Ю. А. Схема классификации фаций магматических пород. Труды горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. ФАН СССР, вып. 5, 1949.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. В кн. "Проблемы связи тектоники и магматизма", М., Изд-во "Наука", 1969.
- Кумбс Д. С. Минеральные фации низких ступеней метаморфизма в Новой Зеландии. Труды XXI МГК, вып. 2, ИЛ, 1963.
- Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и некоторые вопросы магматической геологии южного склона Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань), Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, т. I—VIII, вып. 1, 1956.
- Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое, Душанбе, Изд-во "Дониш", 1969.
- Лебедев В. И. Гранаты и биотиты пород Ладожской формации и их петрологическое значение. В кн. "Вопросы магматизма и метаморфизма", т. II, Изд. ЛГУ, 1964.
- Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Автореферат докторской диссертации, Иркутск, 1972.
- Литвин А. Л. Железистость роговых обманок некоторых гранитоидов и метаморфических пород бассейна рек Роси, Горного и Гнилого Тикичей. Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1964, № 18.
- Лодочников В. Н. Простейшие способы изображения многокомпонентных систем. Изв. Ин-та физ.-хим. анализ. АН СССР, III, 1926, № 1.
- Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., Изд-во "Наука", 1964.
- Маракушев А. А. Факторы минеральных равновесий при метаморфизме. "Геология и геофизика", 1961, № 4.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., Изд-во "Наука", 1965.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. "Изв. АН СССР", сер. геол., № 3, 1965.
- Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидротации минералов. М., Изд-во "Наука", 1968.
- Маракушев А. А. Система метаморфических минеральных фаций. Материалы IV Всесоюз. петрогр. совещания, Баку, 1969.
- Марфуния А. С. Полевые шпаты, фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологические распределения. Труды Ин-та геологии рудных м-ний, петрографии, минералогии и геохимии. вып. 78, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Медведева И. Е., Эклогиты. Итоги науки. Геохимия, минерал., петрограф. 1963—1964 г. ВИНТИ, М., 1965.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов. ИЛ, 1963.
- Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов, М., Изд-во "Мир", 1971.
- Мирходжаев И. М., Покровский А. В. [и др.]. Метаморфические (домезозойские) породы Узбекистана. Тезисы докладов I Среднеаз. петрогр. совещания, Ташкент, Изд-во "Наука", 1965.
- Мирходжаев И. М., Хохлов В. А. Некоторые аспекты перспективности отложений метаморфического комплекса, Тр. ТашПИ, вып. 52, 1968.
- Мирходжаев И. М., Хохлов В. Е. [и др.]. Стратиграфия докембрийских образований юго-западных отрогов Гиссарского хребта. В кн. "Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня", Изд-во МГУ, М., 1971.
- Мирходжаев И. М., Головин В. Е. [и др.]. Докембрийские формации Средин-

- ного и Южного Тянь-Шаня. Матер. II. Среднеаз. регион. петрогр. совещания Изд-во „Дониш“, Душанбе, 1971.
- Муратов М. В. Типы геосинклинальных прогибов в альпийской складчатой области, их взаимоотношения и развитие. Труды ГИН, вып. 92, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. „Изв. АН СССР“, сер. геол., 1963, № 6.
- Муратов М. В. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем. В кн. „Проблемы связи тектоники и магматизма“, М., Изд-во „Наука“, 1969.
- Мушкин И. В., Брейвинская В. М. Ксенолиты глубинных пород в трубках взрыва Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). „Советская геология“, 1969, № 3.
- Неелов А. Н. [и др.]. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири. В сб. „Метаморфические пояса СССР“, Л., Изд-во „Наука“, 1971.
- Никитина Л. П. Железистость железо-магнезиальных слюд метаморфических пород. ЗВМО, вып. 1, 1963.
- Никитина Л. П., Хильтова В. Я. Особенности кристаллохимического строения железо-магнезиальных слюд и роговых обманок метаморфических пород. В сб. „Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита“, М., Изд-во „Наука“, 1964.
- Никитина Л. П. О содержании кремния в железо-магнезиальных слюдах метаморфических пород. В сб. „Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР“, М., Изд-во „Наука“, 1965.
- Николаева В. А. О закономерностях развития структурно-фациальных зон в подвижных поясах земной коры. „Советская геология“, 1944, № 1.
- Николаев В. А. Осмотические равновесия расплав-газовая фаза в системе вода—породообразующий силикат и их возможное петрологическое значение. „Известия АН СССР“, 1957, № 5.
- Николаев В. А. Метаморфические комплексы в структурно-фациальных зонах подвижных поясов земной коры. „Методика геологического картирования метаморфических комплексов“, М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Николаев В. А. О петрогенетическом значении процессов при неравном давлении на фазы природных систем. „Вопросы магматизма и металлогении СССР“, Материалы ко II Всесоюз. петрограф. совещ. АН УзССР, 1958.
- Островский И. А. Условия минералообразования в некоторых водно-силикатных системах при высоком давлении и температуре. Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 9, 1957.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Труды Вост.-Сибирск. ин-та СО АН СССР, вып. 5, 1962.
- Панкратьев П. В., Покровский А. В., Михайлова Ю. В. Регионально-металлогеническая зональность и главнейшие рудные формации Южного Узбекистана. В кн. „Основные проблемы Тянь-Шаня“ Фрунзе, Изд-во „Илим“, 1971.
- Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные учения о геосинклиналях. „Известия АН СССР“, сер. геол. 1950, № 4.
- Перчук Л. Л. Равновесия порообразующих минералов. М., Изд-во „Наука“ 1970.
- Петров В. П. Современное состояние представлений о магме и проблема гранитов. Изв. АН ССР, сер. геол., № 3, 1964.
- Платен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов. В кн. „Природа метаморфизма“, М., Изд-во „Мир“, 1967.
- Покровский А. В. О механизме формирования Алмалыкского сиенито-диоритового массива. „Узб. геол. журнал“, 1959, № 2.
- Покровский А. В. О краевом глицинном разломе Юго-Западного Гиссара (Южный Тянь-Шань). „Узб. геол. журнал“, 1963, № 6.
- Покровский А. В. К геологии и петрологии древнего метаморфического комплекса Южного Узбекистана. В кн. „Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана“, Ташкент, Изд-во „Наука“, 1965.
- Покровский А. В. Основные закономерности развития карбонového вулканизма Южного Узбекистана. В кн. „Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана“, Ташкент, Изд-во „Наука“, 1965.
- Покровский А. В. Природа и физико-химическая эволюция гранитизирующих растворов раннекаледонского этапа метаморфизма докембрийского комплекса Южного Узбекистана. В кн. „Проблема метаморфогенного рудообразования“, Изд-во „Наукова думка“, Киев, 1969.
- Покровский А. В. Бадалов С. Т. [и др.]. Метаморфизм докембрийских и нижне-среднепалеозойских толщ Южного и Западного Узбекистана и его возможная роль в рудообразовании. В кн. „Проблема метаморфогенного рудообразования“, Киев, Изд-во „Наукова думка“, 1969.
- Покровский А. В. К схеме магматизма Южного Узбекистана, Записки Узб. отд. ВМО, вып. 20, 1969.

- Покровский А. В. О геологической позиции Южного Узбекистана. Записки Узб. отд. ВМО, вып. 21, 1970.
- Покровский А. В. Тектоническая структура и некоторые особенности складчатых деформаций докембрийского комплекса Южного Узбекистана. Записки Узб. отд. ВМО, вып. 23, 1970.
- Покровский А. В. О проявлениях ультраметаморфизма в докембрийском комплексе Южного Узбекистана. В кн. "Новые данные по геологии, минералогии и геохимии рудных районов Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1970.
- Покровский А. В. О происхождении и возрасте "гнейс-тоналитов" Айлянгара (Юго-Западный Гиссар). В кн. "Геология и рудоносность Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Фан", 1971.
- Покровский А. В. Фации метаморфизма в глубинном строении земной коры. В кн. "Материалы Второго среднеазиатского петрографического совещания", Душанбе, Изд-во "Дониш", 1971.
- Покровский А. В. Мусин Р. А., Карасева Т. А. Карта фаций метаморфизма Южного Тянь-Шаня. В кн. "Материалы Второго среднеазиатского петрографического совещания", Душанбе, Изд-во "Дониш", 1971.
- Покровский А. В. Некоторые особенности проявления метаморфизма в субгеосинклинальных подвижных зонах (на примере Южного Узбекистана). В кн. "Геология, минералогия и геохимия Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1972.
- Покровский А. В. Южно-Гиссарский шов—граница герцинского геосинклинального пояса Южного Тянь-Шаня (Уз. СР, Тадж.ССР). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 26, 1973.
- Покровский А. В. Новая находка эклогитов в Средней Азии. ДАН СССР, т. 210, №, 1973.
- Покровский А. В., Карасева Т. А. Основные особенности метаморфизма нижнепалеозойского комплекса Южного Узбекистана. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 27, 1974.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд. комитета наук УзССР, Ташкент, 1938.
- Попов В. И. Баланс химических элементов в земной коре и его значение для поисков полезных ископаемых. Записки Узб. отд. ВМО, вып. 15, 1963.
- Попов В. И. Ядра роста материков и развитие земной коры. В сб. "Строение и развитие земной коры", Ташкент, Изд-во "Наука", 1964.
- Портнягин Э. А. Гиссарский шов и пролема Гиссарского плутона. Геол. сб. Львовского геол. общ., № 11, 1968.
- Проблема метаморфогенного рудообразования. Изд. "Наукова думка", Киев, 1972.
- Равич М. Г. Региональный метаморфизм и ультраметаморфизм кристаллических фундаментов Антарктической и других Гондванских платформ. В кн. "Геология докембрия", МГК, XXIII сессия, Доклады Советских геологов, Л., Изд-во "Наука", 1964.
- Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., Изд-во "Наука", 1970.
- Резвой Д. П. Эволюция геотектонического рельефа и геологические формации. Геол. сб. Львовского общ-ва, № 7, 8, 1961.
- Розложник Ладислав (Rozložnik Ladislav) Петрография гранитизированных горных пород Раковецкой серии в окрестностях Добшица. Чешск. РГЖ, 1966, № 8.
- Рубанов Д. А. Краткий очерк геологического строения Западного Гиссара, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1968.
- Рудник В. А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и породообразованию, М., Изд-во "Недра", 1966.
- Рябчиков И. Д. Новая диаграмма для двулевоплатозного геологического термометра, построенная при помощи термодинамической обработки экспериментальных данных, ДАН СССР, т. 165, 1965, № 3.
- Седецкий-Кардош Е. О некоторых характерных миграционных исследованиях в процессах петрогенезиса. В кн. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", АН СССР, 1961.
- Саттон Дж. Современные представления о факторах, контролируемых метаморфизм. В сб. "Природа метаморфизма", М., Изд-во "Мир", 1967.
- Семененко Н. П. Метаморфизм подвижных зон, Киев, Изд-во АНУССР, 1963.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Синицин Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня. Вестник Ленингр. ун-та, 1957, № 12.
- Сироштан Р. И., Орсо И. В., Шербак М. П. Анализ составов сосуществующих биотитов и роговых обманок в поодах Украинского щита. "Геологический журнал", 1965, № 3.

- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные, диаграммы для определения состава биотита, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4.
- Соболев В. С. О давлении при процессах метаморфизма. В кн. "Физико-химические проблемы формирования пород и руд". М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Хлестов В. В. Режим H_2O и CO_2 при прогрессивном региональном метаморфизме. ДАН СССР, 1966, № 2.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Связь процессов магмаобразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии. В кн. "Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования", Л., Изд-во "Наука", 1967.
- Смирнов В. И. Особенности металлогении полициклических геосинклиналей. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VIII, М., Изд-во "Наука", 1967.
- Смирнов В. И. Металлогенический анализ источников рудообразующих веществ. В кн. "Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня", Фрунзе, Изд-во "Илим", 1971.
- Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород Лодожской формации. Труды лаб. докембрия АН СССР, вып. 4, 1954.
- Судовиков Н. Г. К вопросу о возможной связи гидротермального оружения с гранитизацией. В сб. "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых", М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Судовиков Н. Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения, Труды лаб. докембрия АН СССР, вып. 7, 1957.
- Судовиков Н. Г. Условия эндогенного рудообразования в докембрии, В сб. "Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых", Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и геосинклинальное развитие. Вопросы магматизма и метаморфизма, Л., Изд-во ЛГУ, 1963.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и неогорье проблемы петрологии, Л., Изд. ЛГУ, 1964.
- Судовиков Н. Г. Метаморфогенное рудообразование. "Советская геология" 1965, № 1.
- Судовиков Н. Г. Принципы металлогенического анализа докембрийских областей. В кн. "Проблемы изучения геологии докембрия", Л., Изд-во "Наука", 1967.
- Судовиков Н. Г. [и др.]. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов, Л., Изд-во "Наука", 1970.
- Тарасенко А. Г. Гранитоиды юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Изв. отд. естеств. наук АН ТаджССР, вып. 3 (30), 1959.
- Тернер Ф. Дж. Пересмотр метаморфических фаций. В сб. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Тернер Ф. Дж., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
- Тимофеев Б. В. Находки спор в осадочно-метаморфических толщах Средней Азии. Тезисы докладов к совещанию по унификации стратиграфической схеме Средней Азии, М., Госгеолнеиздат, 1958.
- Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций. В кн. "Химизм земной коры", т. I, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Трусова И. Ф. Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнеоархей Кокчетавского массива. Советская геология, сб. 51, 1959.
- Ушакова Е. Н. Биотиты метаморфических пород. М., Изд-во "Наука", 1971.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ, 1962.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во "Недра", 1964.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические явления в Западном Узбекистане, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Хамрабаев И. Х., Искандеров Э. Связанная вода и критерии глубинности (фациальности) интрузивных тел (экспериментальные данные). Геология и полезные ископаемые Узбекистана, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1964.
- Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1969.
- Харкевич Д. С., Москалева В. Н. Серия магматических формаций как основа классификации складчатых областей и платформ. В кн. "Проблема связи тектоники и магматизма", М., Изд-во "Наука", 1969.
- Хитаров Н. И., Арсеньева Р. В., Лебедев Е. Б. Опыты по оплавлению гранитов в присутствии воды. "Геохимия", 1957, № 5.
- Хитаров Н. И. [и др.]. Соотношения между андалузитом, кианитом и силлиманитом в условиях умеренных температур и давлений. "Геохимия", 1963, № 3.

- Хорева Б. Я. Типы метаморфических поясов складчатых областей. ДАН СССР, т. 196, 1966. № 1.
- Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их появления в подвижных поясах, "Геолектоника", 1966, № 6.
- Хорева Б. Я. Генетическая классификация минеральных фаций регионального метаморфизма и вертикальная метаморфическая зональность "гранитного" слоя земной коры. Мат-лы IV Всесоюзн. петрогр. совещ., Баку, 1969.
- Хорева Б. Я. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента фанерозойских складчатых областей. Автореферат докт. дисс., Ленинград, 1971.
- Хохлов В. А. Геология и некоторые вопросы метаморфизма докембрийского метаморфического комплекса юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1970.
- Хохлов В. А., Мирходжаев И. М. [и др.] О возрасте и происхождении тоналито-гнейсов Айлягарского массива. Советская геология, вып. 7, 1972.
- Цейслер В. М. Блоковая тектоника юго-западных отрогов Гиссарского хребта. "Изв. высш. учебн. завед.", Геология и разведка, 1962, № 8.
- Чикризов Г. С. Ингрузивные комплексы в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Труды САГУ, нов. сер. вып. XXXIX, геол. науки, кн. 4, 1953.
- Шнип О. А. Петрография и метаморфизм древних толщ Западного Тянь-Шаня и Кызылкумов. Автореферат канд. дисс. М., 1966.
- Шерба Г. Н. Об одном из возможных принципов анализа металлогении региональных подвижных зон. "Геология и геофизика СО АН СССР", 1965, № 5.
- Щербаков И. Б. О глинозёмности биотитов из метаморфических пород. "Геологический журнал", 1965, № 1.
- Coombs D. S. Lower grade mineral facies in New Zealand. Internat. Geol. Congr. Copenhagen, —1960.
- Elliot R. B. The association of amphibolite and albittite, Kragero, South Norway 2 Geol., Mag, 10, No. 1966.
- Frost M. Y. Geol. Mag., 5, 99 No. 5 (1962).
- Hietanen A. On the facies in various tupes of metamorphism. J. Geol., v. 75, 1967.
- Mac Gregor M., Wilson G. On granitisation and associated processes. Geol. mag., vol. 76, No. 6, 1939.
- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. J. Petrol., v. 2, No. 3, 1961.
- Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rock. Univ. Chicago 1952.
- Read H. H. The granite controversy. Thomas Murbu Co., London, 1957.
- Rou R. a. Osborn E. F. The system $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Amer. Miner., vol. 39, No. 11—12, 1954.
- Shreger W. and Seifert F. Compatibility relations of the aluminium silicates in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ and $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ at high pressures. Amer. J. Sci., v. 269, 1969.
- Takenchi H., Uyeda S. A possibility of present-day regional metamorphism. Tectonophysics, No. 2(1), 1962.
- Velde H. Upper stability of muskovity. An. report. director. Geoph. lab. 1963—1964. Carnede Inst. Washindton, Year book, 1965.
- Zwart H. J. Corvalan J., James H. L., Miyashiro A., Saggerson E. P., Sobolev V. S., Subramaniam A. P., Vailance T. G. A scheme of metamorphic facies for the cartographic representation of region metamorphic belts. JUGS Geol., Newsletter, No. 2, 1967.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Общие сведения о регионе и метаморфических толщах	5
Основные черты геологического строения Южного Узбекистана	5
Южно-Гиссарская герцинская субэосинклинальная подзона	7
Гиссарский срединный массив (Байсунская подзона)	10
Кугитангская герцинская подзона	12
К истории изучения метаморфических толщ Южного Узбекистана	14
О критериях достоверности результатов определения абсолютного возраста пород и их геологической интерпретации	21
Особенности строения, состава и условия формирования метаморфических комплексов	28
Краткий обзор концепции метаморфических фаций	28
Докембрийский метаморфический комплекс	32
Основные черты строения и состава	32
Метаморфизм и условия формирования комплекса	42
Фации регионального метаморфизма	43
Особенности проявления гранитизации	87
Условия и основные закономерности проявления ультраметаморфизма	105
Кислотное выщелачивание и связанное с ним минералообразование	115
Основные черты истории метаморфизма докембрийского комплекса	124
Нижнепалеозойский метаморфический комплекс	129
Основные черты строения и состава	129
Метаморфизм и условия формирования комплекса	140
Фации регионального метаморфизма	140
Контактный метаморфизм	165
Основные особенности метаморфизма нижнепалеозойского комплекса	174
Нижне-среднепалеозойский метаморфический комплекс	176
Основные черты строения и состава	176
Метаморфизм и условия формирования	181
Фации регионального метаморфизма	181
Контактный метаморфизм	194
Основные особенности метаморфизма ниже-среднепалеозойского комплекса	198
Некоторые закономерности проявления метаморфических процессов	199
О зональности метаморфических поясов и цикличности метаморфизма	199
Основные закономерности проявления регионального метаморфизма в субэосинклинальных зонах	203
К проблеме метаморфогенного рудообразования	213
Выводы	218
Литература	222

Утверждено к печати Ученым советом Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева и Отделением «Науки о Земле» АН УзССР.

Альберт Викторович Покровский

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА

Редактор *Р. Б. Якубович*
Художник *П. Н. Каплин*
Технический редактор *З. Горьковая*
Корректор *Н. Шелева*

Р05435. Сдано в набор 12/IX-74 г. Подписано к печати 31/X-74 г. Формат 70×108^{1/16}. Бум. тип. № 1. Бум. л. 7,25. Печ. л. 20,3. Уч. изд. л. 18,5. (2 вкл.). Изд. № 449. Тираж 800. Цена 2 р. 20 к. Заказ 183.

Типография Издательства «Фан» УзССР, Ташкент, проспект М. Горького, 21.
Адрес Издательства: г. Ташкент, ул. Гоголя, 70.

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ „ФАН“ УзССР
В 1974 г. ВЫЙДУТ В СВЕТ
СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ:

БАДАЛОВ С. Т., ГОЛОВАНОВ И. М. и др. Минералы Узбекистана, т. I.

В работе приводятся сведения по истории известных в республике минералов. Описаны минералы из семейства силикатов и алюмосиликатов. Выделены парагенетические ассоциации минералов кремния, дается характеристика их типоморфных особенностей и поисковое значение.

Книга рассчитана на минералогов, геохимиков, петрографов, геологов.

МУСИН Р. А., УРУНБАЕВ К. У. и др. Минералы Узбекистана, т. II.

В книге описаны элементы, сульфиды и их аналоги, окислы, галогениды, кислородные соли и другие соединения. Характеризуются минералогические провинции и парагенетические особенности. Большое внимание уделено признакам ведущих минералов, минералогическим поисковым признакам.

Издание рассчитано на минералогов, геохимиков, петрографов, геологов.

1349