

А К А Д Е М И Я Н А У К
С С С Р

В.А. Глебовицкий

**ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
В ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЯХ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

552.4; 551.24

В. А. Глебовичи

**ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
В ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЯХ**

746



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД 1973



Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Г л е б о в и ц к и й В. А. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973, стр. 1—128.

Предложена новая схема метаморфических фаций, субфаций и фациальных серий низких, умеренных и повышенных давлений. Выделены европейский, альпийский, апалачский, свекофеннский и беломорско-лапландский типы метаморфических поясов, отличающихся друг от друга тектоническими чертами, петрогенетическими особенностями метаморфизма и направленностью его эволюции. Выявлены эмпирические закономерности пространственной локализации фациальных серий и последовательности преобразований толщ в течение геосинклинального цикла и тектонического мегацикла. Обосновано выделение цикла регионального метаморфизма, включающего в себя три характерные стадии: 1) инициальный метаморфизм повышенных давлений; 2) однородный метаморфизм, отличающийся лишь вертикальной зональностью; 3) неоднородный метаморфизм, обладающий горизонтальной зональностью и отражающий появление в подвижной области положительных термических аномалий. Намечены два пути эволюции древнейших полициклических областей — алданский и становой. Установлено, что основной тенденцией в эволюции коры континентального типа является увеличение тектонической и геотермической дифференциации. Рассмотрена проблема типизации регионального метаморфизма. Библ. — 250 назв., рис. — 39.

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

ВВЕДЕНИЕ

Целью этой работы было исследование пространственных и временных соотношений тектонических и метаморфических процессов, выявление закономерностей их эволюции в подвижных областях. Эта проблема разрабатывается недавно, но уже сейчас известен ряд фактов, свидетельствующих о связи метаморфизма с конкретными структурами земной коры и с определенными стадиями развития геосинклинали. Отсюда вытекает, что изучение интересующих нас явлений, в той же мере как и анализ осадочно-вулканогенных формаций и магматических пород, необходимо для решения многих вопросов тектоники. Вместе с тем разработка обсуждаемой проблемы имеет и более общее значение, так как региональный метаморфизм с сопутствующими ему явлениями гранитизации выступает в качестве одного из главных крастогенных процессов, обуславливающих существенные изменения физических свойств пород и дифференциацию вещества. В последнее время высказывается вполне правдоподобное, с точки зрения автора, мнение о том, что горизонтальные границы раздела в земной коре и верхней мантии являются по существу метаморфическими.

Проблема эволюции метаморфизма в подвижных областях в полном объеме не может быть решена в настоящее время. В связи с этим возникает необходимость ограничить круг обсуждаемых вопросов. Первоочередными из них являются: 1) особенности метаморфизма в различных структурно-фациальных зонах подвижной области; 2) его связь с этапами тектонической эволюции геосинклинали и со стадиями складчатости; 3) эволюция метаморфизма в течение главных периодов развития коры континентального типа.

Региональный метаморфизм является отражением термодинамического состояния подвижных областей, а анализ его эволюции позволяет подойти к изучению термической истории земной коры. Поэтому в первой главе монографии рассматривается принцип фациальных серий, применение которого дает возможность оценивать тепловой и динамический режимы подвижных областей на разных стадиях их эволюции на основании объективных петрогенетических критериев.

Автора прежде всего интересовала возможность решения поставленных задач на основании материалов по раннедокембрийским складчатым областям. Однако выявление цикличности метаморфизма и его связи со стадиями геосинклинального развития немыслимо без привлечения материала по фанерозойским поясам. Необходимая информация такого рода содержится во второй главе монографии.

В третьей главе приводится описание раннедокембрийских метаморфических комплексов восточной части Балтийского щита и юго-восточного обрамления Сибирской платформы. Особое внимание обращено на обоснование главнейших этапов развития древнейших структур земной коры.

В четвертой главе подробно обсуждаются результаты исследования и делается попытка ответить на поставленные выше вопросы. Кратко рассматриваются некоторые специальные проблемы, к числу которых принадлежит природа давления при метаморфизме. Не ставя перед собой цели решить ее, автор стремится лишь показать, что зависимость величины давления от глубины не всегда ясна. Это вносит известную неопределенность в оценку теплового режима подвижных областей, но не может существенно повлиять на характер общих закономерностей, выявленных в настоящей работе.

К.О.Кратц, А.Н.Неелов, Г.М.Другова, В.Б.Дагелайский, Р.И.Милькевич, Н.И.Московченко, Л.А.Прияткина взяли на себя труд ознакомиться с работой в рукописи и сделали ряд существенных замечаний, которые были учтены при подготовке монографии к изданию. Ю.М.Соколов провел тщательное редактирование текста. Л.П.Волкова подготовила графические приложения. Автор пользуется случаем выразить всем этим товарищам глубокую благодарность.

Принятые обозначения минералов

Актинолит - Act	Кварц - Q	Пренит - Pr
Альбит - Ab	Кианит - Ky	Пумпелли- ит - Pu
Андалузит - And	Клиноцоизит - Cz	Роговая обманка - Ho
Анортит - An	Кордиерит - Cd	Сапфири- н - Sph
Биотит - Bt	Куммингто- нит - Cum	Силлиманит - Sill
Вайрацит - Wr	Лавсонит - Law	Ставролит - St
Гейландит - He	Ломонтит - Lm	Хлорит - Ch
Гиперстен - Hyp	Микроклин - Mi	Хлоритоид - Ct
Гранат - Gr	Мусковит - Mus	Цоизит - Zo
Гроссуляр - Gross	Ортоклаз - Ort	Шпинель - Sp
Диопсид - Di	Плаггиоклаз - Pl	Эпидот - Ep
Жедрит - Gd	Пиррофиллит - Pyr	Флюид - Fl
Калиевый полево- й шпат - KFsp		

Глава 1. ПРИНЦИП ФАЦИАЛЬНЫХ СЕРИЙ

Принцип фациальных серий является развитием концепции П.Эскола (Eskola, 1915, 1920, 1939) о фациях метаморфизма. Развитие этого принципа связано со значительными успехами экспериментальной и теоретической петрологии, достигнутыми в течение последних двух десятилетий. А.Мияширо (Miyashiro, 1961) предложил выделять андалузит-силлиманитовую, кианит-силлиманитовую и жадеит-глаукофановую фациальные серии — две промежуточные группы, которые отличаются друг от друга величиной отношения температуры к давлению. Поскольку последнее рассматривается как функция глубинности, фациальные серии являются отражением плотности теплового потока в том или ином участке земной коры.

Идея А.Мияширо в основных своих чертах была принята многими советскими и зарубежными исследователями (Den Tex, 1965; Винклер, 1969; Саттон, 1967; Кориковский, 1969а, 1969б; Глебовицкий, 1971; Великославинский, 1972, и др.) и получила дальнейшее развитие в их работах. В недавно опубликованной сводке В.С.Соболева и его сотрудников (Добрецов, Ревердатто и др., 1970) дается подробное обоснование новой схемы метаморфических фаций, включающей в себя три фациальные серии: А — низких давлений (контактный метаморфизм), В — умеренных давлений (обычный региональный метаморфизм) и С — высоких давлений (региональный метаморфизм в условиях значительных перегрузок). Выделяемые этими авторами фации и фациальные серии в большинстве случаев не соответствуют по объему аналогичным подразделениям в классификации А.Мияширо, а принципиальные различия этих двух концепций сводятся к различной трактовке природы давления как одного из главных параметров метаморфизма. Предпринятая Н.Л.Добрецовым и сотрудниками попытка количественной оценки температуры и давления для каждой выделяемой фации привела авторов к заключению о том, что многие широко распространенные метаморфические комплексы сформировались при давлении, не достижимом в подвижных областях, если не допускать возможность тектонических перегрузок, что встречает возражение в трудах некоторых исследователей (Маракушев, 1968, 1971, и др.).

Значительную роль в развитии принципа фациальных серий сыграли работы по фациям глубинности, проводившиеся по методу парагенетического анализа Д.С.Коржинского (1940, 1957 и др.). А.А.Маракушев (1961, 1965, 1968 и др.) разработал метод анализа природных парагенезисов с помощью диаграмм $P_s - \mu_{H_2O}$ и способ их трансформации в $P-T$ диаграммы. Наибольший интерес представляет выделение фаций глубинности в области высоких и средних температур, которые были успешно применены при изучении конкретных раннедокембрийских метаморфических комплексов и поясов (Глебовицкий, 1971; Кратц, Глебовицкий, 1972; Кицул, 1971), а также при составлении карты метаморфических поясов СССР, недавно подготовленной к изданию под редакцией автора настоящей монографии. На основе этого же метода в последнее время были исследованы парагенезисы ставролитсодержащих пород (Кориковский, 1969а, 1969б) и произведена оценка параметров P и T для ставролитовых субфаций (Федькин, 1970).

Однако, несмотря на значительные успехи в разработке принципа фациальных серий, многие вопросы остаются дискуссионными, что связано с неопределенностью решения ряда конкретных задач по определению полей устойчивости

критических парагенезисов. И дело не только в недостатке экспериментально-го материала и термодинамических констант силикатов, но и в спорности некоторых теоретических предпосылок, принимаемых исследователями. При построении петрогенетических сеток, положенных в основу перечисленных выше фа-циальных классификаций, принимались различные соотношения P_{H_2O} , P_{CO_2} , P_f , P_s , что решительным образом повлияло на оценку каждым автором P - T параметров метаморфизма.

Ниже мы попытаемся суммировать все имеющиеся материалы по полям ус-тойчивости критических парагенезисов, обосновать классификацию метаморфи-ческих фаций и принцип фациальных серий, рассмотрев предварительно некото-рые теоретические вопросы, связанные с этой проблемой.

§ 1. ПРИНЦИПАЛЬНЫЕ ОСНОВЫ ФАЦИАЛЬНОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

В соответствии с определением П.Эскола (Eskola, 1939) к „определенной фации относятся такие породы, которые при идентичном общем составе дают одинаковый минеральный состав, а минеральный состав при варьирующем общем составе меняется сообразно с определенными правилами“. Таким образом, фа-ция объединяет породы, метаморфизированные при одинаковых условиях. В на-иболее позднем варианте своей классификации П.Эскола (Eskola, 1939) оп-ределил примерное положение P - T областей для каждой фации. Он рассмат-ривал температуру и давление как независимые параметры метаморфизма, на-метив серии фаций, отвечающие низкому и высокому давлению. Концепция ме-таморфических фаций после серии работ П.Эскола получила всеобщее признание и выделилась в настоящее время в развернутое учение, частью которого и явля-ется рассматриваемый в данной главе принцип фациальных серий.

Интенсивная разработка и применение методов анализа парагенезисов (Кор-жинский, 1957; Thompson, 1955, 1957; Маракушев, 1965, и др.) позволили подойти к оценке не только влияния температуры и давления на характер и со-став ассоциации минералов, но и многих других факторов, среди которых на-ибольшее значение имеют химические потенциалы вполне подвижных компонен-тов, кислотность-щелочность, окислительный потенциал, активность кислорода. Это в значительной степени расширило понятие фаций метаморфических и мета-соматических пород. Вообще говоря, каждый из перечисленных факторов может выступать как независимый и иметь большое значение в процессах минералооб-разования. Учитывая же цель настоящей монографии, рассмотрим лишь главные факторы метаморфизма, прямо связанные с тектоническими условиями его про-явления, — температуру и давление.

Многими исследователями доказывается, что в процессах метаморфизма обя-зательно соблюдается условие неравенства давлений на флюид (а следователь-но, и парциальных давлений на каждый из его компонентов) и на твердые фазы. Однако степень различия этих величин оценивается по-разному. Дж.Томпсон (Thompson, 1955), исходя из общего условия

$$d(\Delta G) = 0 = \Delta V_s dP_s + \Delta V_f dP_f - \Delta S dT \quad (1)$$

и принимая во внимание вытекающие из свойств полного дифференциала уравне-ния

$$\left(\frac{\partial P_s}{\partial T}\right)_{P_f} = \frac{\Delta S}{\Delta V_s} \quad , \quad (2)$$

$$\left(\frac{\partial P_s}{\partial T}\right)_{P_f} = \frac{\Delta S}{\Delta V_f} \quad , \quad (3)$$

$$\left(\frac{\partial P_f}{\partial P_s}\right)_T = \frac{\Delta V_s}{\Delta V_f} \quad \text{и} \quad (4)$$

$$\left(\frac{dP_s}{dT}\right)_{\Delta G} = 0 = \frac{\Delta S}{\Delta V_s} + \Delta V_f \left(\frac{dP_f}{dP_s}\right) \quad (5)$$

(где ΔG - изменение изобарного потенциала; ΔV_s , ΔV_f , ΔS соответственно - приращения объема твердой, флюидной фаз и энтропии в реакции; ρ_s и ρ_f - давления на твердые фазы и на флюид; T - температура), рассмотрел взаимодействие между флюидами в трещинах и окружающими породами.

Зависимость литостатического давления (ρ_s) от глубины (z) выражается уравнением $d\rho_s = \rho g dz$, где ρ - плотность, g - ускорение силы тяжести. В любой точке колонки

$$\rho_s - \rho_s^a = \int_a^z \rho g dz = \rho^m g (z - a), \quad (6)$$

где ρ_s^a - давление, когда $z = a$; ρ^m - средняя плотность над рассматриваемой точкой. Для пород $\rho^m \approx 2.7$ г/см³. Плотность флюида (ρ_f^m) может быть оценена, если задаться определенным составом, в частности принять, что флюид представляет собой разбавленный надкритический водный раствор с существенной примесью CO_2 :

$$\rho_f^m = \frac{\bar{M}_f^m}{\bar{V}_f^m} \quad (7)$$

(\bar{M}_f^m - средний молекулярный вес флюида; \bar{V}_f^m - его средний молекулярный объем). Тогда из (6) и (7) получаем

$$\rho_f - \rho_f^a = \frac{\bar{M}_f^m}{\bar{V}_f^m} g (z - a), \quad (8)$$

$$\frac{d\rho_f}{\rho_f} = \frac{\rho_f}{\rho_s} \frac{d\rho_s}{\rho_s} = \frac{\bar{M}_f^m}{\rho_s \bar{V}_f^m} d\rho_s, \quad (9)$$

$$\rho_f - \rho_f^a = \frac{\bar{M}_f^m}{\rho_s^m \bar{V}_f^m} (\rho_s - \rho_s^a). \quad (10)$$

Последним двум уравнениям Дж.Томпсон (Thompson, 1955) придает важное петрогенетическое значение, так как они с его точки зрения показывают, что в общем случае $\rho_s > \rho_f$.

Можно рассмотреть крайний случай, когда величина отношения $\frac{d\rho_f}{d\rho_s}$ принимает минимальное значение. Это происходит при условии свободной миграции флюида к дневной поверхности по системе трещин, т.е., когда $a = 0$, а $\rho_s^a = \rho_f^a = 1$ атм.,

$$\rho_f = \frac{\bar{M}_f^m}{\rho_s^m \bar{V}_f^m} \rho_s. \quad (11)$$

Если, кроме того, флюид представляет собой почти чистую воду, то уравнение (11) упрощается:

$$\rho_{H_2O} = \frac{6.7}{\bar{V}_{H_2O}^m} \rho_s, \quad (12)$$

$$\left(\frac{d\rho}{dT}\right) \Delta G = 0 = \frac{\Delta \bar{S}}{\Delta \bar{V}_s + 6.7}. \quad (13)$$

Применимость модели Дж.Томпсона оспаривается многими исследователями. В частности, Н.Л.Добрецов и др. (1970) возражают против использования представления об осмотическом равновесии между межгранулярным и трещинным флюидом, первый из которых находится под давлением вышележащих пород, а второй - под давлением столба свободно перемещающегося вверх флюида. С этим можно согласиться. Строго говоря, условий для проявления осмотического эффекта нет, так как отсутствует реальная полупроницаемая перегородка, коэффициенты диффузии через которую у разных компонентов резко различаются. Однако это принципиально не меняет дела. В приведенных выше рассуждениях использована лишь одна предпосылка; происходит свободное перемещение флюида по вертикали в зоне его фильтрации. По-видимому, нужно согласиться с

А.А.Маракушевым (1968), утверждающим, что $P_f > P_g$ является необходимым условием существования восходящего потока растворов в земной коре.

Уравнения (11)–(13) отражают крайний, довольно редко реализующийся в природе случай. Возможно, что отмечающееся иногда некоторое повышение степени метаморфизма зеленосланцевых комплексов в зонах интенсивного расщепления связано со снижением температуры дегидратации за счет уменьшения величины P_f , как это, например, подметил Ю.М.Соколов для метаморфических комплексов Ляпинского антиклинария Приполярного Урала.

В природе миграция флюида подчиняется, по-видимому, более сложным закономерностям. Наличие непроницаемых или слабо проницаемых барьеров обуславливает то, что a в уравнениях (8), (10) значительно отличается от нуля, причем отсутствуют способы количественной оценки этих отклонений. Можно предполагать, что эффект снижения температуры дегидратации за счет снижения относительной величины P_f во многих случаях будет незначительным. Тем не менее уравнение типа

$$\left(\frac{dP_g}{dT} \right) = \frac{\Delta \bar{s}}{\Delta \bar{V}_g + \Delta \bar{V}_i \left(\frac{dP_i}{dP_g} \right)},$$

где $\Delta \bar{s}$ – изменение энтропии в реакции на 1 моль компонента флюида (H_2O или CO_2); $\Delta \bar{V}_g$ – объемный эффект реакции относительно твердых фаз; $\Delta \bar{V}_i$ – молярный объем компонента i ($H_2O, CO_2 \dots$); P_g – давление на твердые фазы. P_i – парциальное давление на компонент i во флюиде – может успешно применяться при пересчете экспериментальных кривых и при анализе топологии многопучковых $P=T$ диаграмм, если P_i рассматривать как независимый фактор равновесия. P_{H_2O} (или P_{CO_2}) можно рассматривать в качестве независимых факторов равновесия в природных системах потому, что происходят существенные колебания в составе флюида, связанные с рядом причин общего и локального характера.

Причина общего порядка заключается в закономерном изменении состава флюида в сторону обогащения его углекислотой по мере возрастания глубин. Это предположение было положено Д.С.Коржинским (1940) в основу выделения фаций глубинности и позже находило во многих работах неоднократное подтверждение. В частности, А.А.Маракушеву (1965) удалось найти соответствие между ассоциирующимися парагенезисами гнейсов, бедных кальцием, и карбонатных пород, отвечающих различным давлениям.

Приводимый Н.А.Добрецовым и сотр. (1970, стр.155) расчет среднего состава флюида для литосферы показывает, что концентрация H_2O в нем составляет 84.4, а CO_2 – 10.1% (остальное приходится на HCl, HF, H_2S, N_2). В то же время для эклогитовой фации доля воды во флюиде оценивается в 35% и менее. Значительные колебания в составе флюида и обогащение его CO_2 с глубиной начинают находить подтверждение при изучении состава газовой-жидких включений.

Однако картина вариаций отношения P_{H_2O} / P_f сложна, что обусловлено действием локальных факторов. В качестве одного из них предполагается присутствие (CO_2) в метаморфизирующихся толщах карбонатных пород (Добрецов и др., 1970, стр.157). Действительно, течение реакций декарбонатизации, особенно характерных для высокотемпературной области, должно увеличивать отношение P_{CO_2} / P_{H_2O} и приводить к значительному снижению парциального давления на воду. Важным фактором, влияющим на относительную величину P_{H_2O} , является появление гранитоидного расплава, обладающего ярко выраженной избирательной способностью растворять H_2O , но не CO_2 (Николаев, 1955; Добрецов и др., 1970). В этом случае может произойти практически полное обезвоживание толщ, поскольку флюид составляет лишь незначительную (около 0.01) часть общего объема пород, в то время как количество селективного расплава в мигматизированных комплексах может достигать 20–25% перед началом явлений реоморфизма и существенного удаления гранитов на более высокие уровни. Отсюда вытекает необходимость восходящих потоков растворов при гранитизации, условием существования которых является $P_g > P_f$. Все

это не позволяет достичь определенного решения вопроса о величине парциального давления на воду в зонах высокотемпературной амфиболитовой фации. Если учесть оценку этой величины для гранулитовой фации $P_{H_2O} \approx 0.3 P_f$ (Добрецов и др., 1966; Добрецов, Ревердатто и др., 1970), в глубинной части которой происходит существенная „дигранитизация“ благодаря удалению расплавов, то можно предполагать в зонах начала анатексиса, что $P_{H_2O} \approx 0.4 \div 0.5 P_f$.

При оценке P_{H_2O} в процессах метаморфизма многие исследователи обращали внимание на поведение мусковита (Соболев, 1964; Маракушев, 1968; Добрецов и др., 1970). При этом справедливо отмечается, что мусковит никогда не кристаллизуется из расплава, а всегда выступает в качестве позднего минерала постмагматической (или постмигматитовой) стадии. Парциальное давление на воду в среднетемпературной области не может превышать $0.7-0.8 P_{общ}$ (рис.1).

Вместе с тем этим определяется и нижний предел для P_{H_2O} . Действительно, практически во всех зональных комплексах дегидратация мусковита происходит одновременно с появлением мигматитов (с началом плавления). Не представляют исключения и малоглубинные комплексы, метаморфизующиеся при давлениях от 4 до 5 кбар. Если бы P_{H_2O} было меньшим, чем $0.7-0.8$ часть

$P_{общ}$, то возможна была бы широкая устойчивость парагенезиса андалузита с калиевым полевым шпатом (а не с мусковитом) в немигматизированных толщах, что не характерно для регионально метаморфизованных комплексов.

Таким образом, можно считать, что при появлении гранитоидных расплавов (начало мигматизации) осуществляется скачкообразное изменение отношения P_{H_2O}/P_f , которое далее, при повышении температуры и давления, уменьшается монотонно. Исходя из изложенного выше, можно принять, что при низких и умеренных давлениях и температурах P_{H_2O} составляет $0.7-0.8 P_f$, при низкой и умеренной температуре, но повышенном давлении — $0.5-0.4 P_f$, в высокотемпературной части амфиболитовой фации $P_{H_2O} \approx 0.4 \div 0.5 P_f$, а при наиболее высоких температурах и давлениях (наиболее глубокие гранулиты) $P_{H_2O} = 0.2 \div 0.3 P_f$.

Некоторые осложнения возникают при метаморфизме существенно вулканогенных толщ, в которых может снижаться парциальное давление на воду в процессе гидратации первоначально сухих магматических пород и при одновременном прогрессивном метаморфизме осадочных образований и диафорезе тесно с ними ассоциирующихся ранее глубоко метаморфизованных толщ. Ранее нами было показано, что наиболее полные преобразования древних толщ осуществляются на контакте с молодыми, прогрессивно метаморфизованными отложениями или в зонах повышенной проницаемости (Глебовицкий и др., 1964). Это позволило предположить наличие градиента P_{H_2O} . Однако при этом не наблюдалось заметного изменения характера парагенезисов, что может свидетельствовать о малой роли рассматриваемого фактора в изменении режима флюида.

К заключению о сложной зависимости P_{H_2O} от температуры и общего давления пришел Л.Л.Перчук (1972), который основывал свои выводы на анализе равновесия мусковит + кварц = калиевый полевой шпат + силлиманит при разных

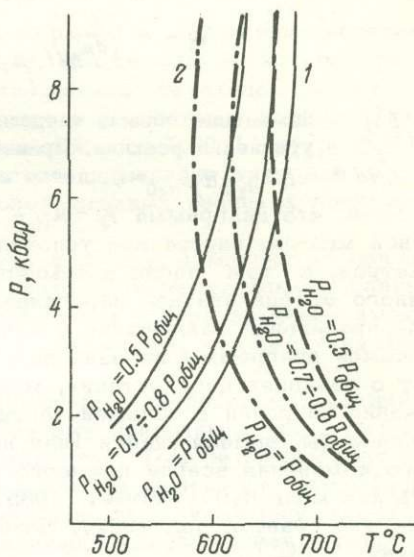


Рис.1. Кривые равновесия мусковит + кварц = калиевый полевой шпат + силлиманит (1, по Velde, 1966) и плавления гранита (2, по Винклеру, 1969).

температурах и давлениях, определенных с помощью минералогических гермометров и барометров. Не вдаваясь подробно в анализ результатов этого исследования, отметим, что полученное распределение величин ρ_{H_2O} в поле $T = P_{общ}$ отражает сложную картину условий природного минералообразования.

Принятые в настоящей монографии соотношения парциального давления на воду и на флюид в целом являются, конечно, грубо приближенными. Но, несмотря на это, дифференцированная оценка этой величины для разных фаций кажется более удачной, чем предположение о постоянстве ρ_{H_2O} , положенное А.А. Маракушевым (1968) в основу построения петрогенетических решеток.

После 1961 г. (Маракушев, 1961) при петрологических исследованиях метаморфизма широкое применение нашли диаграммы $P_f - \mu_{H_2O}$, которые имеют простой смысл и легко выводятся непосредственно для природных процессов. При этом требуется лишь минимальное количество термодинамических констант, а именно молярные объемы твердых фаз. Так как последние рассчитываются по формуле $V = \frac{M}{d}$ (M - молекулярный вес, d - плотность), а исходные величины можно найти в минералогических справочниках, нетрудно рассчитать тангенс угла наклона любой линии моновариантного равновесия, исходя из соотношения

$$\operatorname{tg} \alpha = \left(\frac{\partial P}{\partial \mu_{H_2O}} \right)_{\mu_1, \dots, \mu_i} = \frac{18 \Delta n_{H_2O}}{\Delta V_f},$$

где ΔV_f - изменение объема твердых фаз; Δn_{H_2O} - стехиометрический коэффициент при H_2O в уравнении реакции. Правомочность такого расчета вытекает из выражения $\Delta V dP - \Delta n_{H_2O} d\mu_{H_2O} = 0$, легко выводимого из уравнения Гиббса-Дюгема.

Ясно, что диаграмма $P_f - \mu_{H_2O}$ представляет собой частное сечение многомерной модели, взятое для условия постоянства всех прочих интенсивных параметров, в том числе и температуры. Это легло в основу резкой критики данного метода анализа парагенезисов (Добрецов и др., 1969). Однако в принципе правильное заключение о необходимости именно такого понимания рассматриваемой диаграммы не означает, что она вовсе лишена смысла. Когда речь идет о реакциях дегидратации, можно в первом приближении принять, что изменение энтропии в большей части определяется относительным количеством молей воды, выделяющейся (или поглощающейся) в данном процессе. Величина этого изменения всегда примерно одинаковая и составляет в среднем 14.1 кал/моль H_2O (Albee, 1965), незначительно меняясь в интервале 500-700° (Файф и др., 1962). Если при этом принять, что $\rho_{H_2O} = \text{const}$, а значит $\left(\frac{\partial P}{\partial T} \right)_{\rho_{H_2O}, \mu_{H_2O}, \mu_1, \dots, \mu_i} = \frac{\Delta S_{H_2O}}{\Delta V_f}$, то можно прийти к выводу о подобии диаграмм $P_f - \mu_{H_2O}$ и $P_f - T$, которые в этом смысле и могут заменять друг друга.

А.А. Маракушев (1968) предложил простой способ расчета диаграмм $P_f - T$, которые легли в основу многочисленных петрогенетических решеток, предложенных этим исследователем. При этом было принято, что ρ_{H_2O} всегда равно 1000 атм. Как было показано выше, такое допущение совершенно неоправдано, особенно для области низких и средних температур и давлений, где $\rho_{H_2O} \approx 0.7 \div 0.8 P_f$, т.е. меняется в пределах от 2 до 3 кбар в толщах, испытывающих обычный региональный метаморфизм. Только при высоких давлениях и температурах возможно уменьшение абсолютных значений этой величины, но это требует специального рассмотрения и не входит в задачи настоящей работы.

Несмотря на качественный характер рассмотренных диаграмм и условность принятых при построении предпосылок, их применение сыграло положительную роль в определении последовательности минералообразования при метаморфизме, выделении температурных фаций и субфаций по давлению, изучении закономерностей изменения состава минералов с переменными концентрациями Fe, Mg, K, Na, Ca, Al и в парагенетической их типизации. На основе данных методов анализа исследованы природные ассоциации пород в широком диапазоне температуры и давления, определено относительное положение полей устойчивости критических минеральных парагенезисов. Результаты этих исследований будут учтены при построении схемы фаций и фациальных серий,

приводимой ниже. Тем не менее диаграммы $p - \mu_{H_2O}$ и $p - T$ в некоторых отношениях некорректны, что связано с несоблюдением условий $\rho_{H_2O} = \text{const}$ и $\Delta S_{\text{реак}} = \Delta S_{H_2O}$. Положение на них линий равновесий дегидратации в большей или меньшей степени искажено, а твердофазные реакции принципиально не могут анализироваться этими методами.

При построении многолучковых диаграмм $p - T$ как на качественной, так и на количественной основе, при исследовании их типологии для условий непостоянства давления на воду необходимо учитывать ΔV_{H_2O} и величину „влажности“ системы $\frac{d\rho_{H_2O}}{dP}$, согласно уравнению (14), что вносит существенные изменения в величину угла наклона линий моновариантных равновесий и нарушает подобие диаграмм $p - T$ и $p - \mu_{H_2O}$.

Другой причиной отсутствия подобия этих диаграмм является то, что изменение энтропии в реакции ($\Delta S_{\text{реак}}$) складывается из энтропии дегидратации (ΔS_{H_2O}) или декарбонатизации (ΔS_{CO_2}), а также из величины, обусловленной изменением координационных чисел катионов и прежде всего Al, Fe, Mg . В общем случае роль последней составляющей увеличивается с повышением температуры.

Соответствующие значения ΔS могут быть оценены на основании экспериментальных данных по твердофазным превращениям, простейшим из которых является реакция кианит \rightleftharpoons силлиманит, сопровождающаяся переходом одного атома алюминия из октаэдра в тетраэдр. Вычисленные различными исследователями значения ΔS_{Ky-Sil} варьируют в узких пределах - от 2.39 (Fyfe, 1967) до 2.45 кал./гр.-атм (Маракушев, 1969). При расчете изменения энтропии за счет уменьшения координационного числа Al в более сложных реакциях получаются большие значения (до 3.0 кал./гр.-атм).

Оценки величины изменения энтропии перехода железа и магния из одной позиции в другую можно произвести при пересчете экспериментальных данных по реакциям с участием граната и шпинели. При этом особое значение имеют опыты по устойчивости альмандина и пироба. Оказывается, что величина ΔS_{Fe} , например, достигает 5 кал./гр.-атм.

Расчеты энтропийных эффектов экспериментально исследованных реакций не всегда отличаются необходимой точностью. Поэтому приводимые ниже диаграммы носят лишь приближенно-количественный характер. Тем не менее учет того, что величины ΔS_{Al} , ΔS_{Fe} и т.д. хотя и являются меньшими, чем ΔS_{H_2O} , но все же соизмеримыми с энтропией дегидратации, дает возможность внести коррективы в положение некоторых линий важнейших моновариантных равновесий при их экстраполяции за рамки условий опыта и получить новую информацию о возможном расположении полей стабильности критических парагенезисов.

§ 2. РЕАКЦИИ ПРОГРЕССИВНОГО МЕТАМОРФИЗМА В ПОРОДАХ, БОГАТЫХ КАЛЬЦИЕМ

В парагенезисах пород, богатых кальцием, содержится большая информация об условиях метаморфизма. Не имея возможности ввиду ограниченного объема этой монографии подробно остановиться на описании петрологии кристаллических сланцев и гнейсов этой группы, обратимся лишь к тем равновесиям, которые либо исследованы экспериментально, либо охарактеризованы достаточно большим аналитическим материалом и поэтому могут использоваться для выделения фаций и субфаций и определения их границ. Рассмотрим превращения, изучение которых позволяет ограничить метаморфизм со стороны низких температур.

Возникновение гейландита и анальцима за счет стекла вулканитов справедливо рассматривается вместе с литификацией осадков как диагенетическое преобразование, сопровождающееся поглощением „захороненной“ воды (Файф и др., 1962). Вероятно, к этой же категории явлений можно относить и возникновение ассоциаций других цеолитов, в том числе ломонтита, и не считать в этой связи так называемую цеолитовую фацию Кумбса (Coombs, 1954, 1960) регионально-метаморфической.

Судя по экспериментам К.Нитша (Nitsch, 1968), гейландит становится неустойчивым уже при температуре около 200° (рис.2, 1) и замещается лавсонитом и кварцем, стабильным при умеренном давлении по крайней мере до 400 с лишним градусов (Nitsch, 1968; Newton, Kennedy, 1963; рис.2,8).

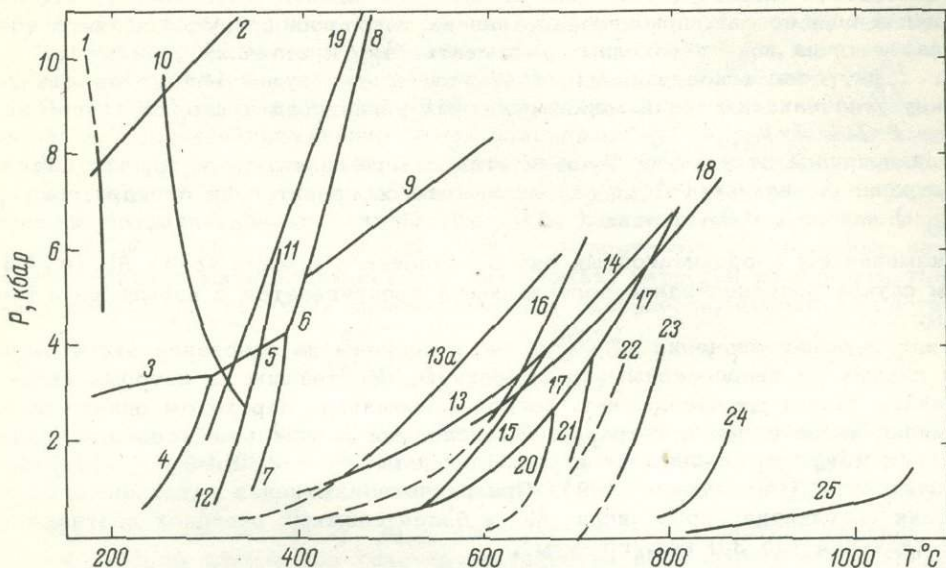


Рис.2. Кривые экспериментально исследованных равновесий в системах $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.

1 - гейландит = лавсонит + кварц (Nitsch, 1968); 2 - жадеит + кварц = альбит (Newton, Smith, 1967); 3 - лавсонит + кварц = ломонит; 4 - ломонит = вайрацит; 5 - лавсонит + кварц = вайрацит; 6 - лавсонит = анортит + кварц; 7 - вайрацит = анортит + кварц (Liou, 1971); 8 - лавсонит = цоизит + кианит + кварц; 9 - цоизит + кианит + кварц = анортит (Newton, Kennedy, 1963); 10 - пренит + хлорит = пумпеллиит + актинолит + кварц; 11 - пумпеллиит + кварц = пренит + эпидот + хлорит (Nitsch, 1970); 12 - пумпеллиит + кварц = пренит + хлорит + эпидот; 13а - цоизит + кварц = анортит + гроссуляр (Newton, 1966а); 13 - цоизит + кварц = анортит + гроссуляр (Nitsch, Winkler, 1965); 14 - цоизит + кварц = анортит + волластонит; 15 - гроссуляр + кварц = анортит + волластонит (Strens, 1965); 16 - эпидот (10 и 33% пистоцита) + кварц = анортит + гранат + гематит (Nitsch, Winkler, 1965); 17 - эпидот (35% пистоцита) = гранат + анортит + гематит + кварц (Holdaway, 1967); 18 - цоизит = анортит + гроссуляр + корунд (Newton, 1965); 19 - лавсонит = цоизит + кианит + кварц (Nitsch, 1968); 20 - форстерит + тальк = антофиллит; 21 - антофиллит + форстерит = энстатит; 22 - тальк = антофиллит + кварц; 23 - антофиллит = энстатит + кварц; 24 - тремолит = энстатит + диопсид + кварц; 25 - кривая дегидратации паррасита (Bowen, Tuttle, 1949; Greenwood, 1963; Kitahara et al., 1966).

При относительно низком давлении и при температуре более 200° оказывается устойчивым другой кальциевый цеолит - ломонит. Условия стабильности этого минерала, а также вайракита, лавсонита и анортита с кварцем были исследованы Ж.Лиу (Liou, 1968, 1971). При этом выяснилось, что в интервале от 250 до 360° для 1 кбар и от 330 до 400° для 5 кбар устойчивым оказывается вайрацит, который, затем дегидратируясь, преобразовывается в анортит + кварц (рис.2, 7).

Температура дегидратации ломонтита снижается при участии в реакции 0.25 N раствора NaCl. Примерно тот же эффект достигается при уменьшении парциального давления на воду до 0.8 от общего давления на флюид. Как видно из рис.3 (линия 1), изменения небольшие. Существенными же они

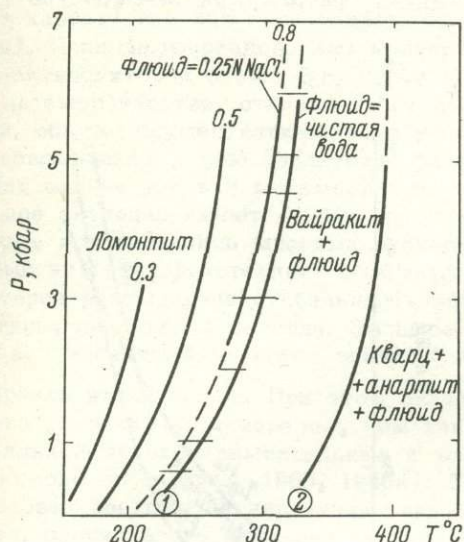


Рис.3

Рис.3. Поля устойчивости ломонтита, вайракита и анортита с кварцем (Liou, 1971).

Цифры в кружках: 1 - ломонит = вайрацит; 2 - вайрацит = анортит + кварц.

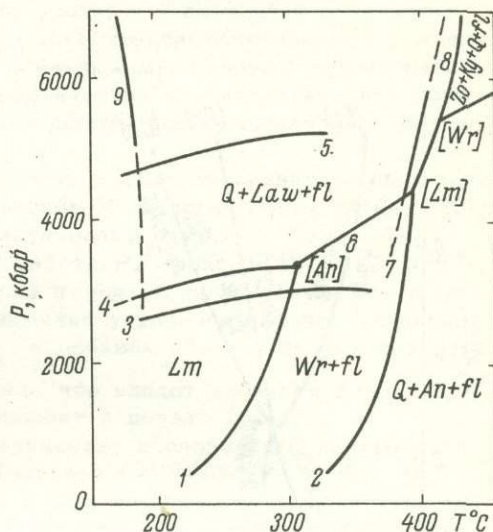


Рис.4

Рис.4. Поля устойчивости ломонтита [Lm] вайракита [Wr], анортита [An] и лавсонита [Law].

- 1 - ломонит = вайрацит; 2 - вайрацит = анортит + кварц (Liou, 1971);
- 3 - лавсонит + кварц = ломонит (Nitsch, 1968); 4 - лавсонит + кварц = ломонит (Liou, 1971); 5 - лавсонит + кварц = ломонит (Crawford, Fyfe, 1965); 6 - лавсонит + кварц = вайрацит (Liou, 1971); 7 - лавсонит = цоизит + кианит + кварц (Nitsch, 1968); 8 - лавсонит = цоизит + кианит + кварц (Newton, Kennedy, 1963); 9 - гейландит = лавсонит + кварц (Newton, Smith, 1967).

становятся лишь при $P_{H_2O} = 0.5 P_f$ и $0.3 P_f$ (рис.3). Однако, как отмечалось ранее, такие условия маловероятны в низкотемпературных зонах, особенно при отсутствии заметной фильтрации растворов, что характерно для периода диагенетических преобразований с участием только тех вод, которые были „захоронены“ в породах.

Таким образом, высокотемпературная граница цеолитовой фации, знаменующая начало метаморфизма, находится в пределах 300–400°C. Интересно, что появление пиррофиллита, считающееся многими исследователями началом зеленосланцевой фации, наблюдается в экспериментах при температуре около 370°.

В соответствии с данными различных исследователей реакция лавсонит + кварц = ломонит контролируется главным образом давлением, но величина его определяется по-разному и меняется от 3 (Nitsch, 1968; Liou, 1971) до 5 кбар (Crawford, Fyfe, 1965). На рис. 2 и 4 (линии 3–5), последний из которых заимствован у Ж.Лиу, принят вариант, предложенный этим исследователем.

В интервале температур от 300 до 400° устойчивы парагенезисы с участием пренита, пумпеллиита, эпидота, актинолита и хлорита, которые являются

критическими для пумпеллиит-пренитовой фации метаморфизма и для условий ее перехода к фации зеленых сланцев. Эти ассоциации недавно были исследованы К. Нитшем (Nitsch, 1970), экспериментально определившим положение линий равновесий пренит + хлорит \rightleftharpoons пумпеллиит + актинолит, пумпеллиит + хлорит + кварц = эпидот + актинолит и пумпеллиит + кварц = пренит + хлорит + эпидот на P - T диаграмме (рис. 2, 10-12; рис. 5). При температуре

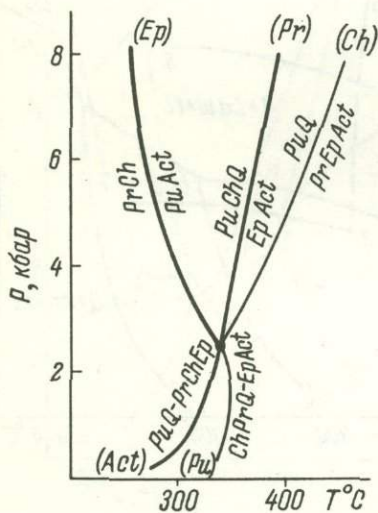


Рис. 5. Поля устойчивости пумпеллиитовых и пренитовых парагенезисов (Nitsch, 1970).

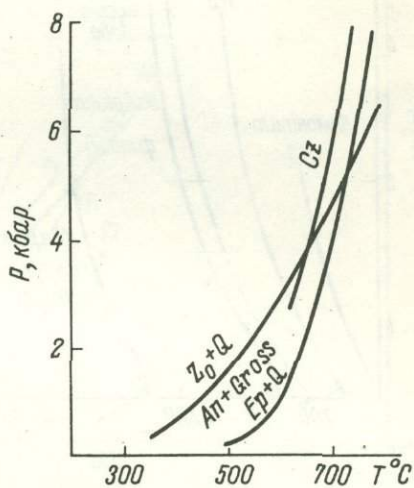


Рис. 6. Соотношение высокотемпературных пределов устойчивости парагенезисов клиноцоизит + кварц и эпидот + кварц (Strens, 1965).

около 300° ассоциация пренита с хлоритом, обычно встречающимся в минералах слабо измененных, а в частности цеолитизированных основных эффузивов, становится неустойчивой и замещается пумпеллиитом и актинолитом, которые распространены вместе с хлоритом и кварцем в низко метаморфизованных вулканогенных толщах. Уже при 350° пумпеллиит с хлоритом и кварцем, а при 400° пумпеллиит с кварцем становятся неустойчивыми и замещаются эпидотом и актинолитом, характерными для фации зеленых сланцев.

Анортит является наиболее высокотемпературным полевым шпатом и подвергается гидратации при низком давлении и температуре около 380° (рис. 2, 7), лишь незначительно снижающейся, когда $P_{H_2O} \approx 0.8 P_f$. У. Файф и сотрудники (1968), обобщив имеющиеся экспериментальные данные, показали, что альбит гидратируется при 300° и при несколько более низких температурах.

Таким образом, высокотемпературные границы «цеолитовой» и пумпеллиит-пренитовой фаций примерно совпадают. Отчетливо выделяется переходная зона, отличающаяся совместной устойчивостью эпидота, актинолита, хлорита и пумпеллиита. Поле стабильности этих промежуточных парагенезисов расширяется при повышении давления, где происходит переход к глаукофан-лавсонитовой фации, незначительно отличающейся от фации зеленых сланцев по температуре, но соответствующей более высоким давлениям (Добрецов, Ревердатто и др., 1970). Действительно, пумпеллиит с эпидотом, субглаукофаном, а затем с глаукофаном и лавсонитом является типичным минералом комплексов, метаморфизованных при повышенном давлении.

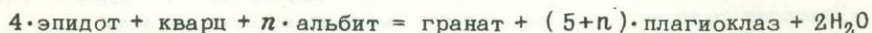
Суммируя все сказанное выше, подчеркнем, что при температуре около 300 - 350° (имеется в виду область умеренных и низких давлений) становятся

неустойчивыми минералы, типичные для вулканогенных пород, испытавших цеолитизацию и так называемое низкотемпературное зеленокаменное перерождение, которое обычно не сопровождается существенными структурными и текстурными изменениями (рассланцеванием) и происходит одновременно с диагенетическими и эпигенетическими преобразованиями осадков. При этом возникают парагенезисы, являющиеся критическими для фации зеленых сланцев (эпидот + актинолит + хлорит) или для переходной зоны (пумпеллит + актинолит + хлорит + кварц). Последнюю рационально выделить в качестве самостоятельной пумпеллит-актинолитовой фации. Эти процессы, по-видимому, следует рассматривать как метаморфические, отличая их от диагенетических и эпигенетических изменений, обычно осуществляющихся в условиях собственно пумпеллит-пренитовой или совпадающей с нею цеолитовой фации.

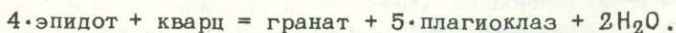
Для оценки условий метаморфизма в области низких и средних температур большое значение имеют данные по равновесиям в системе $Al_2O_3 - SiO_2 - CaO$, которые исследовались многими экспериментаторами (рис. 2, 6, 8, 9, 13-19). Особый интерес представляет обобщающая работа Р. Стренса (Strens, 1965), в которой рассмотрена стабильность эпидота и цоизита в зависимости от температуры, давления и состава. Большое внимание уделялось эффекту вариации $Fe : Al$ в системе, а также влиянию P_{O_2} и добавок альбита на устойчивость минералов этой группы. При этом оказалось, что эпидот является более термально устойчивым минералом, чем клиноцоизит и цоизит (рис. 6).

Дальнейшие экспериментальные и теоретические исследования подтвердили эти выводы (Newton, 1965, 1966a). М. Холдэвей (Holdaway, 1965, 1967) исследовал реакцию дегидратации эпидотов в зависимости от температуры, давления, парциального давления кислорода. Оказалось, что по мере возрастания последней величины возрастает и температура устойчивости эпидота. Вообще говоря, все реакции, идущие с участием минералов группы эпидота, отличаются значительным объемным эффектом и, следовательно, зависят от давления. Поэтому с повышением давления поля устойчивости парагенезисов эпидот + кварц, клиноцоизит + кварц, а особенно цоизит + кварц расширяются в сторону высоких температур.

Упомянутые экспериментальные данные позволяют считать, что эпидот в ассоциации с плагиоклазом меняющегося состава устойчив в широких интервалах $p-T$ условий выше пучка линий 13, 14, 16 (рис. 2); со стороны высоких давлений поле стабильности анортита ограничено равновесием анортит = цоизит + кианит + кварц (рис. 2, 9) (Newton, Kennedy, 1965; Newton, 1966a). Выше речь шла о предельной устойчивости эпидотов и клиноцоизитов в частных системах $CaO - Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. При изменении же состава (добавлении других компонентов) может заметно измениться положение линий равновесий этих минералов с кварцем. Так, например, присутствие Na_2O в системе значительно снижает основность плагиоклаза, а реакция дегидратации эпидота принимает вид



и происходит при более низкой температуре, чем экспериментально исследованная реакция

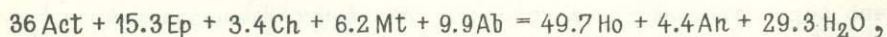


Можно построить серию линий, вдоль которых с определенным по составу эпидотом будет сосуществовать плагиоклаз меняющейся основности (Strens, 1965); что, казалось бы, создает перспективу разработки эффективного барометра-термометра для равновесия эпидота, граната (андрадит-гроссулярового), плагиоклаза и кварца. Сложность реализации данной идеи обусловлена зависимостью стабильности эпидота от величины P_{O_2} .

Более сложные соотношения наблюдаются в системах, в состав которых кроме перечисленных компонентов входят железо и магний. Им отвечают кристаллические сланцы основного состава, в которых при низких температурах обычно возникает ассоциация актинолита, эпидота, хлорита и альбита. Хлориты в ней близки к рипидолитам состава $(FeMg)_{9.5} Al_{2.5} [(Si_{5.5} Al_{2.5})_8 O_{20}] (OH)_{16}$

(Дир и др., 1966) с железистостью, меняющейся, но всегда превышающей железистость сосуществующего актинолита (Кебезинскас, 1965; Добрецов, Ревердатто и др., 1970). При повышении температуры возникает обыкновенная роговая обманка, близкая по составу к эдениту - $\text{Ca}_2\text{Na}_{0.5}(\text{Fe, Mg})_{4.5}(\text{Fe, Al})_{0.5}[(\text{Si}_7\text{Al})_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Железистость этого амфибола больше железистости хлорита (Кебезинскас, Хлестов, 1971), и только в магнезиальной области их составы сближаются и становятся возможными обратные соотношения.

В пятикомпонентной системе $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{CaO}$ с избытком альбита возможна реакция



отличающаяся незначительным положительным объемным эффектом (для случая $\rho_{\text{H}_2\text{O}} = 0.7 \rho_{\text{общ}}$, $\Delta V_{\text{реак}} = 192 \text{ см}^3$ при $\rho_{\text{общ}} = 2$ тыс.атм и

$\Delta V_{\text{реак}} = 78 \text{ см}^3$ при $\rho_{\text{общ}} = 5$ тыс.атм) по отношению к величине $\Delta S_{\text{реак}} = 17 \text{ 145 атм} \cdot \text{см}^3 / \text{моль} \cdot \text{град}$. Наклон линии такого равновесия на $\rho - T$ диаграмме будет меняться от 8900 атм до 22 000 атм на 100° , поэтому течение этого процесса мало зависит от давления.

В настоящее время существует лишь ограниченное количество экспериментальных данных о высокотемпературных равновесиях в породах, богатых кальцием. Вместе с тем имеется обширный материал по природным парагенезисам и закономерностям изменения состава минералов при изменении внешних факторов равновесия.

Дивариантный в системе $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{CaO}$ (SiO_2 и $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - избыточные компоненты) парагенезис граната, роговой обманки, куммингтонита и плагиоклаза устойчив в широком интервале $\rho - T$ условий. По мере повышения давления происходит постепенное исчезновение куммингтонита, плагиоклаза и замещение их все более железо-магнезиальным гранатом, а также более глиноземистой роговой обманкой. Наконец, куммингтонит с плагиоклазом становятся вообще неустойчивыми и сменяются чермакитовой роговой обманкой (Кориковский, 1967; Судовиков и др., 1970). Действительно, роговые обманки из андалузит-силлиманитовых комплексов отличаются пониженным содержанием алюминия и близки к эдениту (Судовиков и др., 1970), в то время как в породах, принадлежащих кианит-силлиманитовым фаціальным сериям, с гранатом сосуществуют чермакиты и гастингситы.

Указанные закономерности изменения состава минералов в породах, богатых кальцием, учитывались при анализе топологии многолучковой диаграммы, построенной для систем $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{CaO}$ и $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$ (SiO_2 и $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - избыточные компоненты) и показывающей характер перехода амфибол-гранатовых гнейсов в дупироксеновые (рис.7).

Для пород, бедных калием, наибольший интерес представляет моновариантное равновесие граната, роговой обманки, гиперстена, диопсида и плагиоклаза в присутствии кварца. Соотношения железистостей пироксенов и амфиболов меняются в породах разного состава. Если в магнезиальной области $f_{\text{Hур}}$ заметно больше f_{Ho} , то при повышении железистости возможны обратные соотношения, а величины $f_{\text{Ди}}$, $f_{\text{Hур}}$ и f_{Ho} становятся линейно связанными друг с другом, что определяет возможность экстремального моновариантного равновесия $\text{Ho} + \text{Q} \rightleftharpoons \text{Ди} + \text{Hур} + \text{Pe}$. Можно убедиться в том, что это равновесие достигается при минимальной температуре, когда возможно существование ассоциации двух пироксенов и плагиоклаза.

Реакция роговая обманка + гранат + кварц = гиперстен + диопсид + плагиоклаз отражает вырожденное равновесие (Vt) в калийсодержащих системах. Соответствующая ему линия является общей для пучков [Cum] и [Vt]. Взаимное расположение невариантных узлов [Vt] и [Hур] не определено точно. В связи с этим наряду с изображенным на рис.7 возможен и другой вариант диаграммы, когда точка [Hур]¹ и исходящие из нее линии моновариантных равновесий попадают в поле метастабильности, что серьезно меняет топологию рассматриваемой мультисистемы в области низких давлений. В настоящее время нет достаточно убедительных данных о природных парагенезисах и закономерностях их изменения, что позволило бы принять один из вариантов.

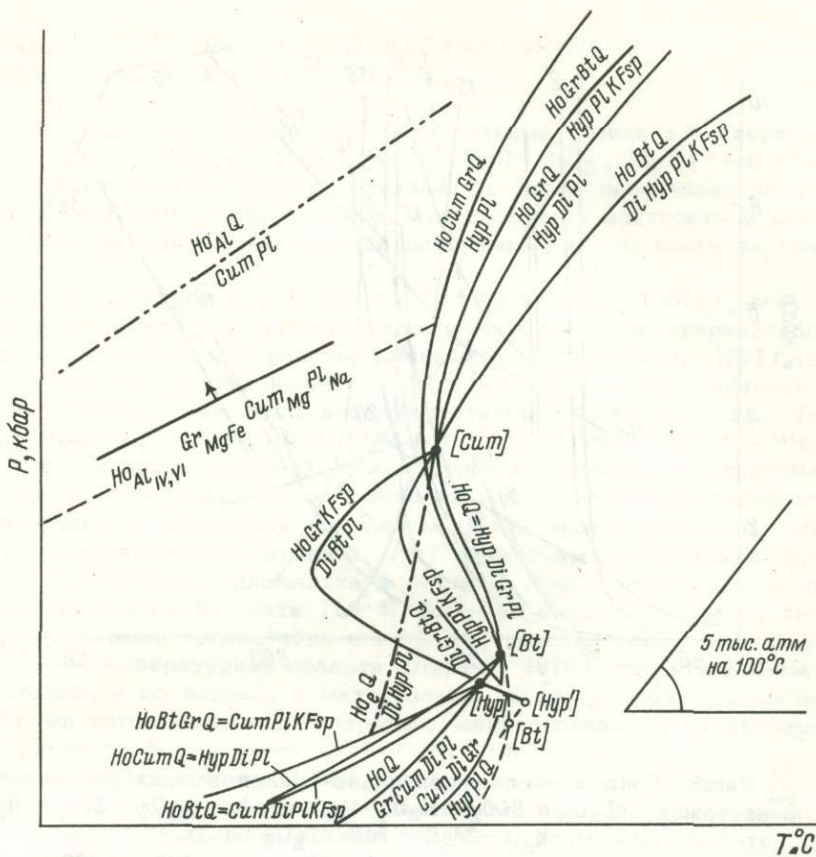


Рис.7. Высокотемпературные равновесия в системах $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO}$ (с избыточными SiO_2 и $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$).

Анализ парагенезисов пород, богатых кальцием, с помощью качественной диаграммы $P-T$ (рис.8) позволяет сделать некоторые выводы об условиях прогрессивного метаморфизма при высокой температуре. Можно говорить о нескольких стадиях появления типоморфного для гранулитовой фации гиперстена в гнейсах, богатых CaO . При умеренном и повышенном давлении неустойчивым прежде всего оказывается парагенезис роговой обманки, куммингтонита и граната, дегидратация которого обуславливает появление ассоциации гиперстена с плагиоклазом. После этого возникают гиперстеновые гнейсы с калиевым полевым шпатом и только затем - ассоциация двух пироксенов с плагиоклазом. Поле стабильности парагенезиса диопсид + гиперстен + плагиоклаз + калиевый полевой шпат, характерного для комплексов чарнокитов, ограничено не только со стороны низких температур, но и со стороны высоких давлений. Эта ассоциация является критической для фации двупироксеновых гнейсов в классификации Н.Л.Добрецова, Ревердатто и др. (1970), которая, как это видно на диаграмме (рис.7), хотя и незначительно, все же не совпадает по объему с гранулитовой фацией (Глебовицкий и др., 1972).

При пониженном давлении гиперстен сначала возникает в ассоциации с диопсидом и плагиоклазом в породах, бедных калием, благодаря течению экстремальной реакции роговая обманка + кварц = диопсид + гиперстен + плагиоклаз. Естественно, что аналогичное преобразование возможно и в роговообманковых гнейсах с калиевым полевым шпатом, но без граната. Поэтому здесь же становятся возможными и двупироксеновые гнейсы. Характерно, что существует



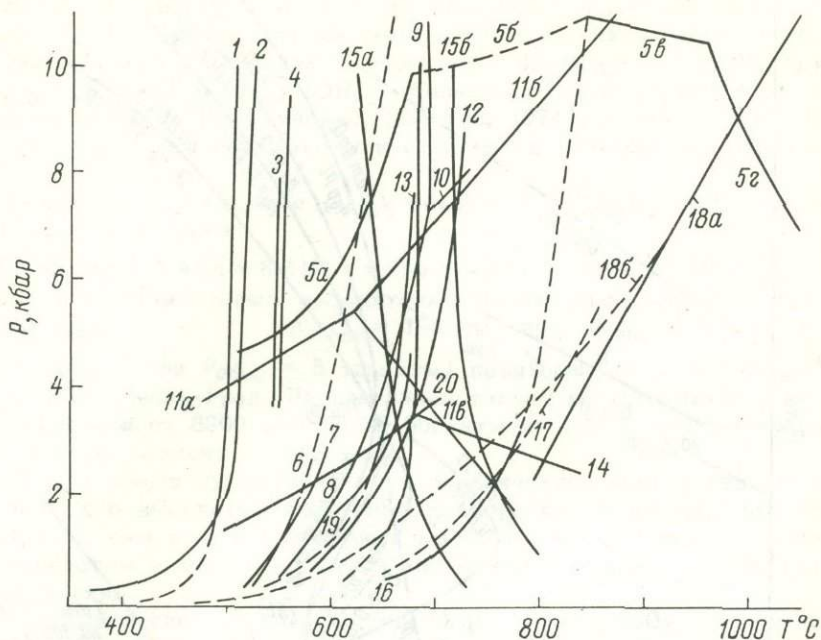


Рис.8. Кривые экспериментально исследованных равновесий в системах $Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$, $MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$, $K_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - H_2O$.

1 - пиррофиллит = андалузит + кварц (Althaus, 1966a, 1966b); 2 - пиррофиллит + хлорит = кордиерит (Schreyer, Yoder, 1964); 3 - хлоритоид ($f = 84\%$) + кианит = ставролит + кварц; 4 - хлорит ($f = 50\%$) + мусковит = ставролит + биотит (Hoschek, 1967b); 5a, 5b - верхний (по давлению) предел устойчивости магнезиального кордиерита; 5c - кордиерит ($f = 9\%$) = Al + энстатит + силлиманит; 5d - плавление кордиерита (Schreyer, Yoder, 1964); 6 - хлорит + кварц = жедрит + кордиерит (Akella, Winkler, 1966); 7 - хлорит ($f = 100\%$) + магнетит + альмандин (Hsu, 1968); 8 - хлоритоид ($f = 100\%$) = кордиерит ($f = 100\%$) + герцинит; 9 - хлоритоид ($f = 100\%$) = ставролит ($f = 100\%$) + альмандин + герцинит; 10 - ставролит ($f = 100\%$) + альмандин = кордиерит ($f = 100\%$) + герцинит (Halferdahl, 1961); 11a, 11b, 11c - равновесия кианита, андалузита и силлиманита (Richardson, 1968); 12 - мусковит + кварц = силлиманит + калиевый полевой шпат (Velde, 1966); 13 - ставролит ($f = 100\%$) + кварц = альмандин + силлиманит; 14 - кордиерит ($f = 100\%$) = альмандин + кианит (Richardson, 1968); 15a, 15b - минимум и максимум анатексиса (Винклер, 1969); 16 - жедрит + кварц = гиперстен + кордиерит; 17 - ставролит ($f = 100\%$) = кордиерит ($f = 100\%$) + герцинит + силлиманит (Richardson, 1967); 18a - альмандин = герцинит + кордиерит ($f = 100\%$) + фаялит (Yoder, 1955); 18b - то же равновесие в пересчете А.А.Маракушева (1970); 19 - ставролит + биотит + мусковит + кварц = биотит + силлиманит (Hoschek, 1967b); 20 - ставролит ($f = 100\%$) + кварц = кордиерит ($f = 100\%$) + силлиманит (Richardsch, 1968).

достаточно широкое поле устойчивости роговой обманки с железистостью, отличной от экстремальной в присутствии кварца. Это является, по-видимому, отличительной чертой малоглубинных гранулитов, примером чему могут служить Северное Приладожье (Судовиков и др., 1970; Гранулитовая фация..., 1972), западная часть Алданского щита (Кицун, 1971; Гранулитовая фация..., 1972).

§ 3. РЕАКЦИИ ПРОГРЕССИВНОГО МЕТАМОРФИЗМА В ПОРОДАХ, БЕДНЫХ КАЛЬЦИЕМ

В последние годы были достигнуты значительные успехи в экспериментальном изучении систем $Al_2O_3 - SiO_2$, $Al_2O_3 - MgO - SiO_2$, $Al_2O_3 - FeO - MgO - SiO_2$ в широком интервале температур и давлений, а также произведен детальный анализ многих природных парагенезисов, что позволило построить в высокой степени обоснованные петрогенетические диаграммы, в том числе на количественной основе.

После работы С.Кларка и его коллег (Clark et al., 1957; Clark, 1960, 1961), экспериментально определивших координаты линий моновариантного равновесия кианит-силлиманит, и работы А.Мияширо (Miyashiro, 1961), выдвинувшего представление о трех фациальных сериях, резко возрос интерес к системе $Al_2O_3 - SiO_2$ как среди экспериментаторов (Хитаров и др., 1963; Bell, 1963; Newton, 1966b, 1966c; Richardson et al., 1969; Althaus, 1967), так и среди исследователей, занимающихся изучением природных систем и теоретическими обобщениями в области метаморфической петрологии. При этом полученные результаты оказались крайне противоречивыми, что затрудняет выбор приемлемого варианта $P-T$ диаграммы, показывающей поля устойчивости андалузита, силлиманита и кианита. Представляется, что диаграмма С.Ричардсона (рис.8, 9, линии 11a-б) является предпочтительной, так как она, во-первых, хорошо согласуется с минералогической термометрией и барометрией в среднетемпературной области (Перчук, 1970), где эти данные наиболее достоверны, а во-вторых, с материалами по другим, более сложным равновесиям. Кроме того, данные С.Ричардсона мало отличаются от экспериментальных результатов Е.Альтхауса (Althaus, 1967).

По мнению А.А.Маракушева (1969), низкие значения отношения $\frac{\Delta S}{\Delta C_p}$ для превращений кианит-андалузит, кианит-силлиманит, андалузит-силлиманит обуславливают образование метастабильных фаз. Это, возможно, является одной из причин сравнительно частой встречаемости двух или трех полиморфов Al_2SiO_5 в одной породе. Особенно характерно образование метастабильного силлиманита в виде фибролитовых агрегатов по биотиту как в кианитовой, так и в андалузитовой зоне. Значительно менее типичным является образование метастабильного кианита, который возможен в узкой области вблизи линий моновариантных равновесий кианит-силлиманит и андалузит-кианит. Поэтому появление данной модификации является достаточно надежным признаком высоких давлений. Тем не менее необходимо признать, что использование соотношений полиморфов Al_2SiO_5 в качестве единственного критерия во многих случаях не дает однозначного решения вопроса о принадлежности конкретных пород к одной из фациальных серий А.Мияширо.

В области относительно низких температур большое значение для выделения фаций имеет реакция дегидратации пирофиллита, ограничивающая поле устойчивости полиморфов Al_2SiO_5 со стороны низких температур. Существуют экспериментальные данные по этому превращению (Roy, Osborn, 1954; Althaus, 1966a, 1966b). На приведенной здесь диаграмме $P-T$ (рис.8, 1) показана кривая Альтхауса, которая была скорректирована для случая $P_{H_2O} = 0.7 P_f$ (рис.9, 1), что, как нам кажется, соответствует минимальному для данных условий отношению P_{H_2O} / P_f . Такое заключение может быть проконтролировано положением линии равновесия хлорит + кварц + магнетит = гранат + H_2O (рис.9, 7), экспериментально исследованного при разных значениях P_{O_2} , которое, как оказалось, не влияет существенно на температуру гидратации альмандина (Hsu, 1968). Наблюдения над метаморфической зональностью показывают (Великославинский, 1972), что спиральспитовый гранат всегда (как при умеренных, так и при низких давлениях) появляется при более высокой температуре, чем температура разложения пирофиллита. Это относится и к гранатам с существенной примесью марганцевого минала. Если $P_{H_2O} = 0.7 P_f$, то уже при давлении около 4.5 кбар линии дегидратации пирофиллита и появления граната пересекаются, и при более высоком давлении альмандин становится

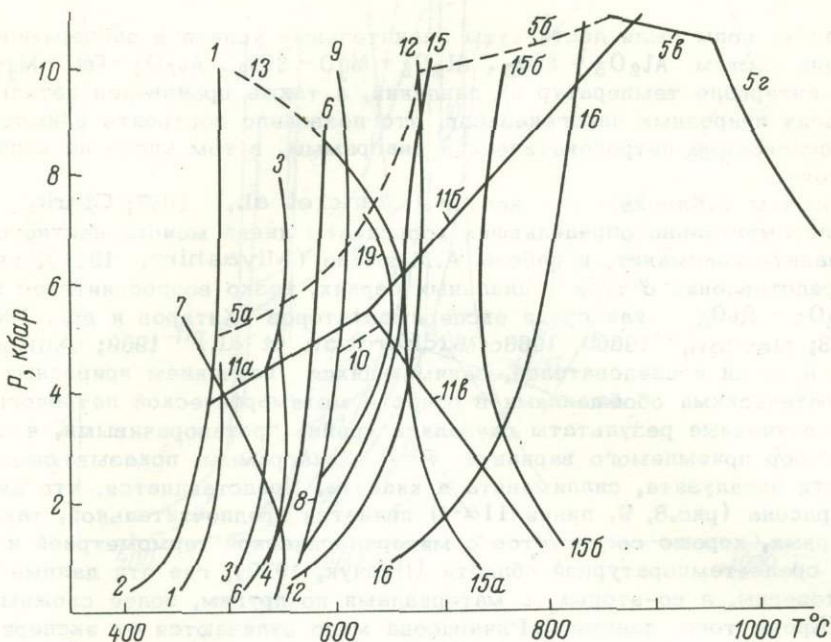


Рис.9. Кривые экспериментально исследованных равновесий гидратации-дегидратации в системах $Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$, $MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$, $K_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - H_2O$, пересчитанные для условия $P_{H_2O} < P_3$.

Обозначения линий те же, что на рис.8.

устойчивым в зеленосланцевой фации, что как будто бы противоречит наблюдениям, так как алмадин начинает встречаться в низкотемпературной области только при очень высоком давлении, соответствующем фации глаукофановых сланцев.

Область устойчивости ставролита и парагенетические соотношения в ее пределах исследовались многими петрологами (Albee, 1965; Hess, 1969; Кориковский, 1969а, 1969б, 1970; Федькин, 1970, и др.). При этом учитывались как данные по закономерностям изменения состава породообразующих минералов (главным образом их железистости), так и экспериментальные работы. Среди последних особый интерес представляет статья С.Ричардсона (Richardson, 1967, 1968), который исследовал систему $FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ и определил пределы устойчивости железистого ставролита (рис.8, 9, линии 5, 13, 14, 17, 20). Оказалось, что поле стабильности этого минерала ограничено линией моновариантного равновесия ставролит + кварц = железистый кордиерит + Al_2SiO_5 со стороны низких давлений.

Непосредственное использование такого рода данных по чисто железистым системам осложняется рядом обстоятельств, главное из которых заключается в значительном влиянии парциального давления кислорода на устойчивость железистых силикатов. Дж.Гангюли (Ganguly, 1968) показал, что в верхней части магнетитового поля ставролит устойчив лишь в узком интервале T и P_{O_2} , причем с возрастанием $P_{общ}$ этот интервал заметно сокращается. Это послужило одним из оснований для вывода В.В.Федькина (1970) об устойчивости чисто железистого ставролита лишь в ограниченной области, отвечающей относительно низкой температуре и умеренному давлению. Тем не менее исследо-

важные С.Ричардсоном равновесия хлоритоид + кианит = ставролит + кварц и ставролит + кварц = альмандин + силлиманит дают возможность оценить крайние значения температуры устойчивости ставролита в неокисленных системах.

Г.Хошек (Noschek, 1967a, 1967b) исследовал пределы устойчивости хлоритоида и ставролита в системах $FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ и $FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - K_2O - H_2O$. Равновесия хлоритоид ($f = 84\%$) + кианит = ставролит + кварц + H_2O (рис.8, 9, 3) и хлорит ($f = 50\%$) + мусковит = ставролит + биотит + кварц + H_2O (рис.9, 10, 4) устанавливаются примерно при той же (несколько более высокой) температуре, что и равновесие хлоритоид ($f = 100\%$) + кианит = ставролит ($f = 100\%$) + кварц (рис.8, 9, 5). Получающимся при пересчете для условия $P_{H_2O} = 0.7$ различиям в темпе-

ратуре этих реакций нельзя придавать серьезного значения, так как они могли возникнуть в результате неточной экстраполяции экспериментальных данных в область низких давлений. Представляется, что температура равновесия (около $480-500^\circ$) близка к минимальной температуре существования ставролита в природе. Обращает на себя внимание тот факт, что равновесия 3 и 4 в общем случае не моновариантны и являются либо вырожденными и устанавливающимися при равной железистости сосуществующих фаз, либо дивариантными, достигающимися в поле устойчивости ставролита.

Верхний предел устойчивости ставролита Г.Хошек устанавливает на основании изучения смещенного равновесия ставролит ($f = 84\%$) + биотит ($f = 51\%$) + мусковит + кварц = биотит ($f = 52\%$) + силлиманит + H_2O (рис.8, 9, 19), которое, что совершенно очевидно, достигается в поле стабильности ставролита. Если сравнить положение линий 19 и 13 (ставролит + кварц = гранат + $Al_2SiO_5 + H_2O$) на $P-T$ диаграмме, построенной с учетом неравенства парциального давления на воду во флюиде давлению на твердые фазы, то можно убедиться в том, что набор рассматриваемых экспериментальных данных достаточно точно определяет максимальную температуру существования ставролита в природных парагенезисах, равную примерно 650° .

Температурные пределы устойчивости ставролита могут быть оценены и по косвенным данным. Исследования зональных комплексов кианит-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типов показали (обобщение материалов см. у Д.А.Великославинского, 1972), что при переходе от зеленосланцевой фации к эпидот-амфиболитовой индекс-минералы в метapelитах появляются в последовательности кианит (или андалузит) за счет пиррофиллита, существенно альмандиновый гранат, ставролит за счет хлоритоида и кианита (или андалузита). Исчезает ставролит в породах, богатых калием (слюдистых сланцах), при умеренном давлении в поле устойчивости силлиманита, но до дегидратации мусковита в присутствии кварца (рис.8, 9, 12), максимум температуры которой при условии $P_{H_2O} = 0.7 P_3 = 675^\circ$ (приняты во внимание экспериментальные данные Velde, 1966). Эти косвенные данные хорошо согласуются с оценками, основанными на прямом использовании экспериментов С.Ричардсона и Г.Хошека.

Многие экспериментальные кривые, показанные на рис.8, 9, не имеют прямого отношения к выделению фаций метаморфизма, но могут использоваться для вспомогательных термодинамических расчетов. К ним относятся: 8 - хлоритоид ($f = 100\%$) = кордиерит ($f = 100\%$) + герцинит + вода; 9 - хлоритоид ($f = 100\%$) = ставролит ($f = 100\%$) + альмандин + герцинит + вода; 10 - ставролит + альмандин = кордиерит ($f = 100\%$) + герцинит + вода (Halferdahl, 1961); 17 - ставролит ($f = 100\%$) = кордиерит ($f = 100\%$) + Al_2SiO_5 (Richardson, 1967); 14 - кордиерит = альмандин + Al_2SiO_5 + кварц (Richardson, 1968). В частности, эти равновесия могут быть использованы для определения величин изменения энтропии при изменении координационных чисел Al и Fe либо для разделения фаций на субфации - равновесие 6 - хлорит + кварц = жедрит + кордиерит + H_2O (Akella, Winkler, 1966). Среди последних большое значение имеют линии, ограничивающие поле устойчивости кордиерита: 2 - пиррофиллит + хлорит ($f = 0$) = кордиерит ($f = 0$) + H_2O ; 5а, 5б - отражающие ряд сложных минеральных преобразований; 5в - кордиерит ($f = 0$) = алюминиевый энстатит + силлиманит; 5г - линия плавления кордиерита (Schreyer, Yoder, 1964).

Рассмотрим некоторые реакции прогрессивного метаморфизма, не исследованные экспериментально, но важность которых вытекает из анализа природных парагенезисов. На диаграмме $P-T$ (рис.10) дается один из вероятных вариантов мультисистемы $Al_2O_3 - FeO - MgO - K_2O$, в которой возможно появление семи фаз, кроме всегда присутствующего кварца и плагиоклаза, концентрирующего Na и Ca. Координаты поля устойчивости ставролита определены исходя из изложенных выше соображений. Наклоны линий моновариантного равновесия рассчитывались по формуле $\left(\frac{\partial P}{\partial T}\right) = \frac{\Delta S_{\text{реак}}}{\Delta V_f + \Delta V_{H_2O} \left(\frac{\partial P_{H_2O}}{\partial P_f}\right)}$, причем $\Delta S_{\text{реак}}$ определялась как сумма $\Delta S_{\text{реак}} = \Delta S_{H_2O} + \Delta S_{Al} + \Delta S_{Fe, Mg}$; $\frac{\partial P_{H_2O}}{\partial P_f}$ принималась различным для разных участков диаграммы. В частности, предполагается, что при низких P и T это отношение не меньше 0.7. Вблизи же точки плавления гранита оно снижается до 0.5-0.4, а при давлении 7-8 кбар - до 0.5-0.4. Последнее требует специальной проверки, так как этим определяется характер ограничения поля устойчивости ставролита со стороны высоких давлений.

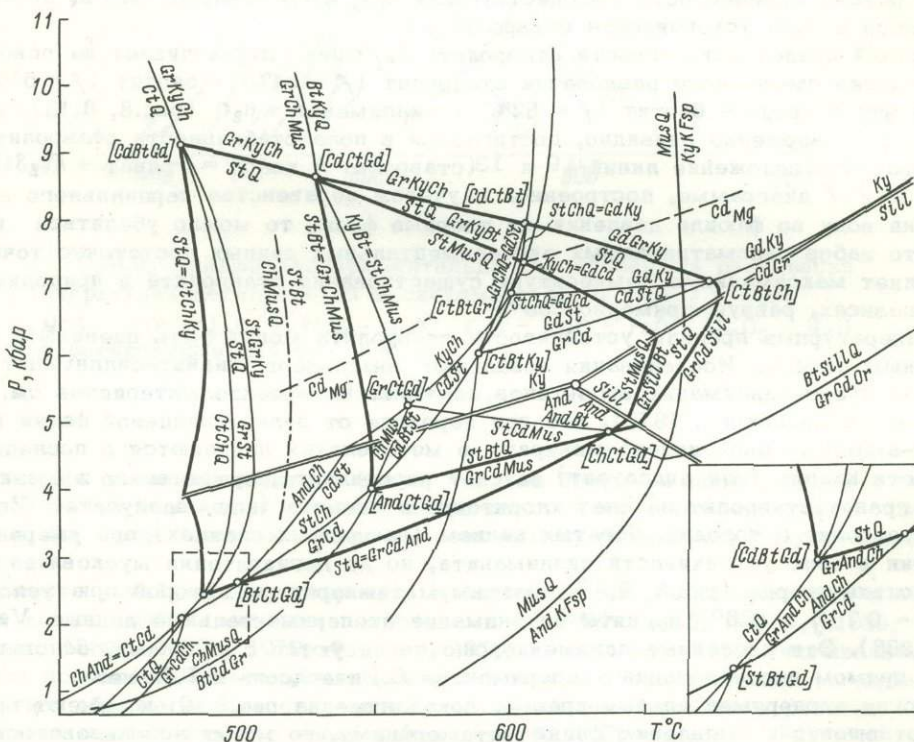


Рис.10. Поля устойчивости важнейших ставролитовых парагенезисов.

Взаимное расположение точек [Cd, Gd, Bt], [Ct, Gd, Bt] и [St, Bt, Gd], показанное на рис.10, вполне отвечает природным наблюдениям. Действительно, парагенезисы кордиерита и хлоритоида известны только в малоглубинных контактовых ареалах или плутонометаморфических комплексах, где ставролит нестабилен.

Особого внимания заслуживает вопрос о существовании поля устойчивости ставролит-кордиеритовых парагенезисов в метапелитах, богатых калием. Оно ограничено линиями моновариантного равновесия, соединяющими невариантные

точки [Gr, Ct, Gd], [And, Ct, Gd] и [Ch, Ct, Gd]. Его положение на $P-T$ диаграмме определено следующим образом. Линии равновесий ставролит + мусковит + кварц = гранат + биотит + Al_2SiO_5 и ставролит + кварц = гранат + кордиерит + андалузит выведены на основании рассмотренных выше экспериментальных данных, а их наклоны скорректированы с учетом реального состава фаз и закономерностей его изменения. Для остальных линий рассчитаны только углы наклона. Моновариантные и нонвариантные ассоциации, соответствующие отраженным на диаграмме равновесиям, описаны во многих зональных комплексах андалузит-силлиманитового типа, в частности, в Пиренеях (Guitard, 1965), в нижнем протерозое Кольского полуострова (Масленников и др., 1963), в Северном Приладожье и в других местах. По данным К.Б. Кепежинскаса (1971), ассоциация биотита, мусковита, кордиерита, ставролита и трех полиморфов Al_2SiO_5 является характерной для метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта (Горный Алтай), который по многим особенностям может быть отнесен к фациальной серии, промежуточной между андалузит-силлиманитовой и кианит-силлиманитовой сериями. Если учесть, что парагенезис кордиерита со ставролитом характерен для таких комплексов, как ладожский, отличающийся умеренными давлениями, то можно достаточно обоснованно считать, что треугольник [Gr, Ct, Gd] - [And, Ct, Gd] - [Ch, Ct, Gd] располагается в верхней части поля устойчивости андалузита. Вполне вероятно, что точка [Gr, Ct, Gd] находится в поле устойчивости кианита. Это и нашло отражение на рассматриваемом варианте $P-T$ диаграммы.

То, что поле устойчивости ставролита ограничено со стороны низких давлений, не вызывает сомнения. Подтверждением этому может служить существование в природе зональных комплексов, в которых ставролит либо совершенно отсутствует, либо интервал его стабильности крайне незначителен, тогда как парагенезисы кордиерита с мусковитом и биотитом распространены очень широко. В качестве примера сошлемся на неоднородно метаморфизованные толщи протерозоя хр. Кодар (Кориковский, 1971). Что же касается ограничения ставролитового поля со стороны высоких давлений, то здесь остается много неясного. Рассмотренный выше вариант $P-T$ диаграммы рассчитан для условия $P_{H_2O} = 0.5 P_g$ при давлении 7-9 кбар. В связи с этим нонвариантные точки [Cd, Ch, Gd] и [Cd, Ct, Gd] оказались в области сравнительно невысокого давления (9 кбар). Увеличение отношения P_{H_2O} / P_g приводит к заметному изменению угла наклона линий моновариантных равновесий ставролит + кварц = гранат + хлорит + кианит и ставролит + мусковит + кварц = гранат + кианит + биотит, что существенно смещает верхний предел устойчивости ставролита в область нереально высоких давлений. Это могло бы свидетельствовать о возможности образования ставролитовых парагенезисов в эклогито-сланцевых комплексах типа кокчетавского. Но такие ассоциации в последнем не встречаются, что и заставляет принять как наиболее вероятную рассмотренную выше схему расположения границ ставролитового поля.

Расчет углов наклона линий моновариантных равновесий хлоритоид + хлорит + кварц = гранат + ставролит и гранат + хлорит + мусковит = ставролит + биотит указывает на субпараллельное их положение на $P-T$ диаграмме. Однако, если учесть приближенный характер этих расчетов, условность некоторых исходных предположений и ряд неточностей, связанных с определением координат важнейших нонвариантных узлов, можно представить другой, вполне вероятный вариант $P-T$ диаграммы, в схематическом виде изображенной на рис. 11. Стабильными становятся нонвариантные точки [Ky, Cd], [Gr, Cd], [Ch, Cd] (их положение на приведенном рисунке выбрано произвольно), и возникает возможность целого ряда реакций в области относительно высоких давлений. В частности, разложение ассоциации граната с хлоритом и мусковитом происходит в поле устойчивости хлоритоида, который в свою очередь дегидратируется сначала в мусковитсодержащих породах, а затем в ассоциации с хлоритом.* В

* Сходную последовательность минералобразования предполагает С.П. Кориковский (1969б) для зональных комплексов кианитового типа. Соответствующий этому случаю частный вариант $P-T$ диаграммы представлен на рис. 12.

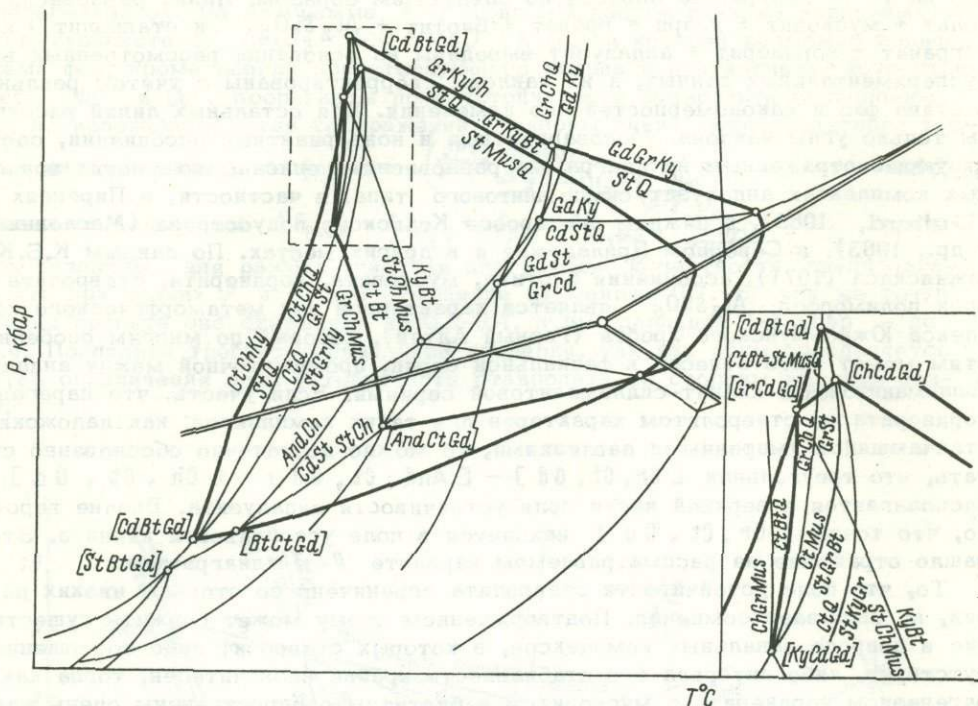


Рис.11. Вероятный вариант диаграммы устойчивости важнейших ставролитовых парагенезисов для случая стабильности узлов [Gr Cd Gd], [Ch Cd Gd], [Ky Cd Gd] (принципиальная схема).

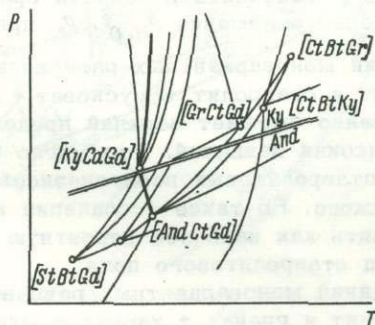


Рис.12. Возможные соотношения полей устойчивости ставролитовых парагенезисов в области низких давлений и температур (принципиальная схема).

этих случаях ограниченной со стороны высоких давлений оказывается не только ассоциация ставролит-мусковит-биотит-гранатовых сланцев, но и парагенезис ставролита с хлоритом и мусковитом благодаря появлению в стабильной области невариантной точки [Gr, Cd].

Для построения петрогенетической решетки для пород, бедных кальцием, большое значение имеет определение положения линии моновариантного равновесия биотит + Al_2SiO_5 + кварц = мусковит (калиевый полевоы шпат) + гранат + кордиерит. Она принадлежит пучку [Ch, Ct, Gd]. Ее наклон (отрицательный) вблизи этой невариантной

точки определены для случая участия в реакции водного кордиерита в соответствии с условием $P_{H_2O} = 0.7 P_s$. После дегидратации мусковита в присутствии кварца наклон рассматриваемой линии становится положительным, а по мере роста температуры и давления, начиная с 670° , где происходит плавление гранитного материала и возникают мигматиты, угол наклона монотонно возрастает (рис.13), так как отношение P_{H_2O} / P_s постепенно меняется от 0.5 до 0.3.

При таком предположении, которое хорошо согласуется с выводом Н.Л.Добрецова, В.В.Ревердатта и др. (1970) о том, что в гранулитовой фации $P_{H_2O} = 0.3 P_{общ}$, инвариантная точка, отвечающая ассоциации гиперстен + силлиманит + биотит + гранат + кордиерит + калиевый полевой шпат (+ плагиоклаз + кварц), попадает в область устойчивости силлиманита, что отвечает наблюдениям над парагенезисами в сутамском гранулитовом комплексе (Гранулитовая фация..., 1972). Этим определяется примерное положение ряда характерных линий моновариантных равновесий в области высоких температур и давлений, о которых речь пойдет ниже.

Топологическое исследование системы $Al_2O_3 - FeO - MgO$, в которой возможно образование жедрита, кордиерита, хлорита, граната, ставролита, кианита в различных сочетаниях с обязательным присутствием кварца в качестве избыточной фазы (число степеней свободы $n = -2$), было проведено В.В.Федькиным (1970). Этот исследователь учел многочисленные данные по составу сосуществующих фаз, построил диаграмму $P - \mu_{H_2O}$ и затем $P - T$ диаграмму для условия постоянства P_{H_2O} , равного 1000 атм. Наши расчеты для $P_{H_2O} = (0.5 \div 0.7) P_s$, естественно, приводят к выводу о существенно более высоких температурах и давлениях, в которых достигаются инвариантные равнове-

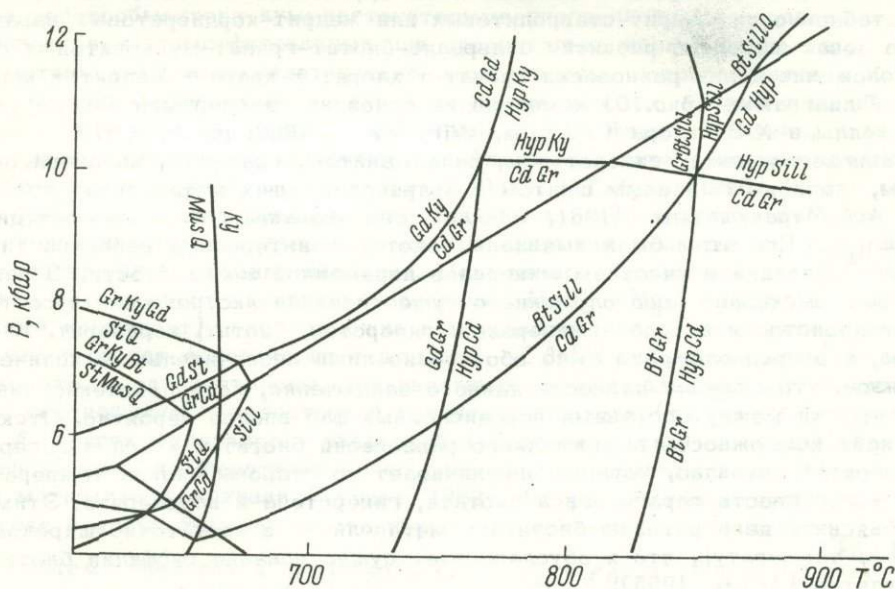


Рис.13. Поля устойчивости кордиеритовых парагенезисов в системах $MgO - FeO - Al_2O_3 - H_2O$ и $K_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - K_2O$ при высокой температуре.

сия [Cd, St, Bt], [St, Bt, Ch], [St, Bt, Ky] (рис.10). Линии, соединяющие эти точки, а также равновесия, устанавливающиеся внутри рассматриваемого треугольника, имеют значение для выделения характерных субфаций кианит-силлиманитовой фациальной серии. Особый интерес представляют равновесия ставролит + кварц = жедрит + гранат + кианит, кордиерит + ставролит + кварц = жедрит + кианит и гранат + кордиерит = жедрит + ставролит, в значительной мере определяемые давлением. В частности, их изучение помогает

понять различия условий образования специфических существенно магнезиальных метасоматитов, которые являются продуктами перераспределения компонентов, вынесенных из зон кислотного выщелачивания. Известно два типа этих образований, связанных с андалузит-силлиманитовыми и кианит-силлиманитовыми комплексами. Для первого из них (ориярвинский тип) характерен парагенезис граната (с содержанием пироба до 28%), кордиерита и жедрита (или антифиллита) при полном отсутствии ставролита и любой модификации Al_2SiO_5 . В то же время для другого типа (шуерецкого) наиболее типичным является парагенезис жедрита, граната (с содержанием пироба до 40%) и кианита или реже - ставролита, граната и кианита, но не кордиерита, что свидетельствует об их образовании при давлении 7 кбар и выше. Важным для определения принадлежности пород к одной из фациальных серий является равновесие жедрит + кианит + кварц = гранат + кордиерит, которое устанавливается при температуре около 700° и выше и линия которого близка к линии равновесного преобразования кианита в силлиманит.

Следует обратить внимание на линии моновариантных равновесий, ограничивающих поле устойчивости различных парагенезисов ромбического амфибола, вблизи которых происходит дегидратация хлорита (в ассоциации с кварцем, гранатом, кианитом или ставролитом). Они почти параллельны оси давлений, что свидетельствует о малой зависимости от этого параметра соответствующих реакций. Положение рассматриваемых линий на $P-T$ диаграмме определяется лишь приближенно. Возможно, что разрыв между линиями равновесий гранат + хлорит + мусковит + кварц = ставролит + биотит и гранат + хлорит + кварц = жедрит + ставролит, измеряемый при умеренных давлениях (40°), преувеличен, и на самом деле эти реакции протекают при близких значениях температуры. По крайней мере в описаниях метаморфических зональностей нет данных о нестабильности жедрит-ставролитовых или жедрит-кордиеритовых парагенезисов в зонах широкого развития ставролит-биотит-гранат-мусковитовых сланцев.

Положение линии равновесия гранат + хлорит + кварц = жедрит + кордиерит на $P-T$ диаграмме (рис.10) намечено на основании экспериментальных данных Дж.Акеллы и Х.Винклера (Akella, Winkler, 1966; рис.8, 9, 5).

Равновесия между гиперстеном, силлиманитом, гранатом, кордиеритом, биотитом, калиевым полевым шпатом в кварцсодержащих метапелитах исследовались А.А.Маракушевым (1961, 1965) с использованием качественных диаграмм $P - \mu_{H_2O}$. При этом были выявлены некоторые интересные особенности реакций дегидратации с участием минералов переменной железистости. В частности, было высказано предположение о существовании экстремальных соотношений железистости в тройке минералов: гиперстен, биотит, кордиерит. К сожалению, это предположение было обосновано лишь незначительным количеством анализов, что снижает ценность данного заключения, хотя появление линейной зависимости между составами перечисленных фаз вполне вероятно. Отсюда вытекает возможность вырожденного равновесия биотит + кварц = гиперстен + кордиерит + ортоклаз, которое ограничивает со стороны низких температур поле устойчивости парагенезиса биотита, гиперстена и кордиерита. Этим можно объяснить дегидратацию биотита в метапелитах в достаточно широком интервале температур, что и обуславливает существование субфации биотитовых гранулитов (Hsu, 1955).

А.А.Маракушев (1961, 1965) также выделил дивариантные парагенезисы, состав минералов в которых определяется главным образом либо температурой, либо давлением. Важной является ассоциация граната, кордиерита с силлиманитом, которая уже давно предлагалась в качестве эффективного геобарометра (Chinner, 1959; Соболев, 1949, 1961) и которая была использована для выделения фаций глубинности. В последнее время были построены и количественные диаграммы для этого равновесия (Перчук, 1970; Глебовицкий и др., 1972). При возрастании давления происходит постепенное уменьшение железистости граната и кордиерита, а при железистости первого около 50% происходит реакция гранат + кордиерит = гиперстен (с повышенным содержанием алюминия) + силлиманит. Это равновесие исследовано экспериментально (Hensen, Green, 1970). Определено, что оно не зависит существенно от температуры, хотя четко устанавливается отрицательный наклон соответствующей

линии на $P-T$ диаграмме* и что этот переход осуществляется при давлении около 10 кбар. Уже при 11 кбарах становится неустойчивым и чисто магнезиальный кордиерит, разлагающийся на алюминиевый энстатит и силлиманит. Линии равных составов в дивариантных парагенезисах гранат + гиперстен + кордиерит, гранат + кордиерит + силлиманит, кордиерит = силлиманит = гиперстен и гранат, гиперстен-силлиманит, строго говоря, не могут быть параллельными оси T хотя бы потому, что в процессе реакций смещенного равновесия типа гранат + кордиерит + силлиманит = более железистый кордиерит происходит изменение координации Al , Fe , Mg . Однако эти отклонения незначительны. Поэтому рассматриваемый способ относительной оценки давления оказывается весьма эффективным, что было, например, показано В.И.Кицулом (1971) при изучении гранулитов Алданского щита.

Обращает на себя внимание соотношение линий моновариантных равновесий биотит + силлиманит + кварц = гранат + кордиерит + ортоклаз и жедрит + кварц = гранат + гиперстен + кордиерит (рис.13). В последнем из них гранат участвует лишь в незначительных количествах, и эта реакция, по существу, близка к экспериментально воспроизведенной Дж.Акеллой и Х.Винклером (Akella, Winkler, 1966; рис.9, 16). В то же время, как уже отмечалось в предыдущем разделе настоящей главы, дегидратация жедрита в породах, бедных калием и кальцием, происходит примерно при тех же условиях, что и дегидратация роговой обманки в присутствии кварца и граната. Этим путем можно оценить температуру перехода амфиболитовой фации в гранулитовую (750–800°). Парагенезис биотита, силлиманита, граната с кордиеритом либо с калиевым полевым шпатом оказывается устойчивым в гранулитовой фации лишь при относительно высоких давлениях (ориентировочно выше 6 кбар). В то же время биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовые гнейсы в ассоциации с роговообманково-гранатовыми и роговообманково-куммингтонитовыми плагиогнейсами характерны лишь для комплексов, метаморфизованных при сравнительно низких давлениях.

Рассмотрим некоторые экзотические парагенезисы, встречающиеся в наиболее глубоко метаморфизованных кварцсодержащих породах, бедных кальцием. К ним относятся ассоциации, содержащие шпинель и сапфирин. Шпинель, равновесная с кварцем, встречается, например, на Алданском щите в верхнеалданской свите (Гранулитовая фация..., 1971; Лутц, 1966). Б.Г.Лутц (1966) вполне обоснованно предполагал, что реакция типа шпинель + кварц = кордиерит (чисто магнезиальная система) осуществляется при снижении температуры или, что более вероятно, при снижении давления. Попытаемся проанализировать парагенетические соотношения минералов в системе $Al_2O_3 - MgO - FeO$ (SiO_2 - избыточный компонент), где возможна невариантная ассоциация гиперстен + силлиманит + гранат + кордиерит + шпинель - [Sph]. Трудность заключается в том, что, с одной стороны, нет надежных данных, позволяющих точно установить соотношение железистостей граната и шпинели (то, что f шпинели больше f других минералов в указанной ассоциации, ясно), а, с другой стороны, при высоких температурах резко расширяются пределы взаимной растворимости магнетита и шпинели (Турнок, 1963). На регрессивном этапе происходит распад твердых растворов, что нарушает первичные отношения $\frac{Fe}{Fe+Mg}$ в фазе. Поэтому приходится предполагать, что $f_{Sp} < f_{Gr}$, и исходя из этого рассчитывать пучок [Sph] (рис.14). Область устойчивости парагенезиса шпинели с кварцем оказалась ограниченной со стороны как высоких, так и низких давлений.

Координаты точки [Sph] оценивались на основании сравнения пределов устойчивости шпинель-кварцевых и сапфирин-кварцевых парагенезисов. Последние исследовались экспериментально (Hensen, Green, 1970; рис.15). Были найдены координаты невариантной точки (P - около 10 кбар и T - около

* Эндотермический характер рассматриваемой реакции ясен еще и потому, что она сопровождается уменьшением координационного числа как алюминия, так и железа и магния, а кроме того, в ней может участвовать кордиерит, содержащий небольшое количество воды.

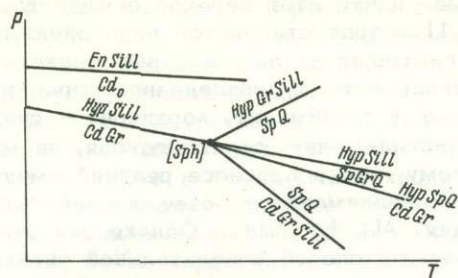


Рис.14. Поля устойчивости шпинель-кварцевых парагенезисов (принципиальная схема).

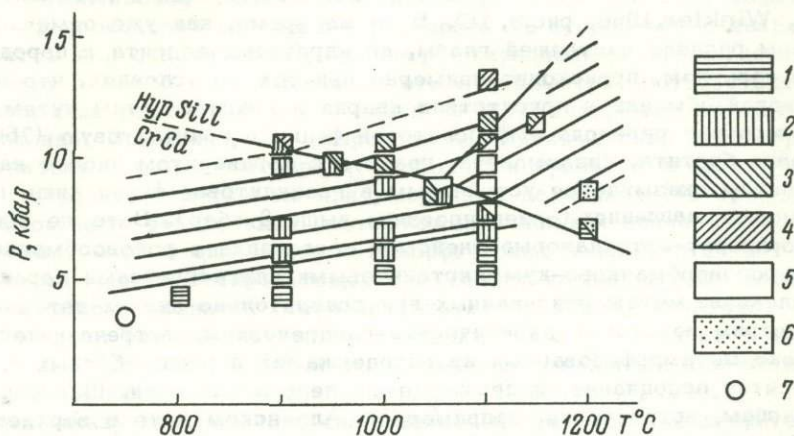


Рис.15. Экспериментально исследованные поля устойчивости гиперстен-силлиманитовых и сапфирин-кварцевых парагенезисов.

Ассоциации, устойчивые в эксперименте: 1 - кордиерит + гиперстен + кварц; 2 - гранат + кордиерит + гиперстен + кварц; 3 - гранат + гиперстен + силлиманит + кварц; 4 - гранат + силлиманит + кварц; 5 - гранат + гиперстен + сапфирин + кварц; 6 - гиперстен + сапфирин + кварц; 7 - кордиерит + биотит + гиперстен (?) + кварц.

1050°), из которой исходят две линии моновариантного равновесия, воспроизведенные в опыте (кордиерит + гранат = гиперстен + силлиманит и сапфирин + гиперстен + кварц = гранат + кордиерит), и две линии, рассчитанные для условия $f_{Gr} \gg f_{Sph} \geq f_{Hyp} > f_{Cd}$ и при предположении, что атомы алюминия в решетке сапфирина распределяются поровну между октаэдрами и тетраэдрами. Обе эти предпосылки не являются доказанными, что заставляет признать грубую приближенность приведенной диаграммы (рис.16). В глубоко метаморфизованных кварцсодержащих метapelитах парагенезис шпинели с кварцем далеко не всегда сопровождается появлением ассоциации кварца с сапфиринном, хотя последний и может присутствовать в тех же породах в микрizonaх десиликации внутри кордиери-

товых кайм, что наблюдается, например, в гнейсах верхнеалданской свиты (Гранулитовая фация..., 1972). Отсюда следует, что точка [Sph] смещена по отношению к точке [Sp] в сторону низких температур, в связи с чем весь пучок [Sp] оказывается метастабильным (рис.17). Таким образом, возникновение ассоциации шпинели с кварцем возможно при температуре, более низкой чем 1050°. Но эта температура должна

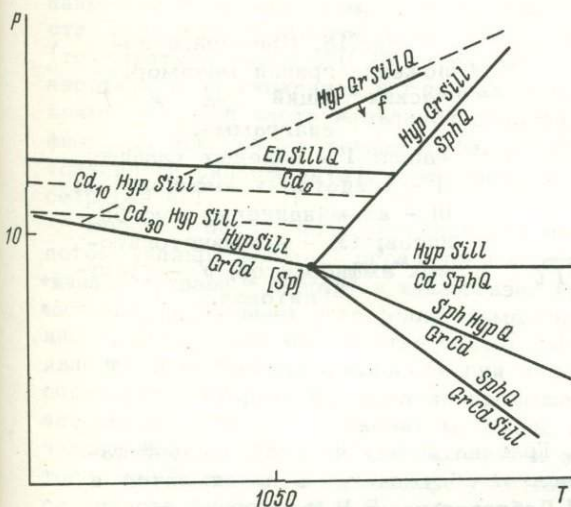


Рис.16. Поля устойчивости сапфирина-кварцевых парагенезисов (принципиальная схема).

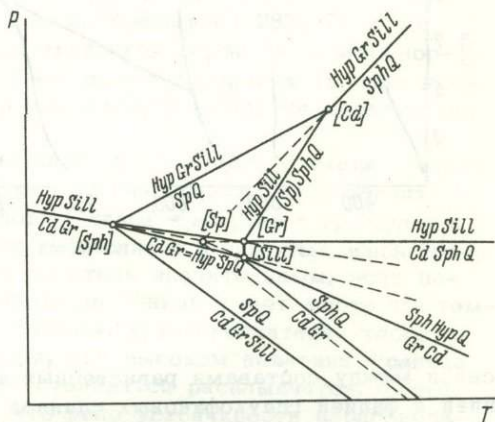


Рис.17. Вероятное взаимное расположение невариантных точек [Sph] и [Sp] на $P-T$ диаграмме.

быть более высокой чем 850°, ниже которой устойчивы различные парагенезисы биотита, выступающего всегда как поздний, регрессивный минерал в шпинелевых гнейсах.

Значительный интерес для характеристики условий минералообразования могут представлять парагенезисы сапфирина, шпинели корунда, sillиманита, гиперстена, граната и кордиерита, а также сапфирина с биотитами и амфиболами в породах, недосыщенных SiO_2 . Однако при расчете необходимых многопучковых диаграмм мы сталкиваемся с целым рядом непреодолимых трудностей, связанных с отсутствием информации о соотношении состава сосуществующих минералов и о кристаллической структуре сапфирина. Поэтому здесь мы не касаемся этих вопросов.

§ 4. ФАЦИИ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА И ФАЦИАЛЬНЫЕ СЕРИИ

Фашии регионального метаморфизма. В основу своей фашиальной классификации П.Эскола положил анализ парагенезисов пород, богатых кальцием (метавулканитов основного и среднего состава, метаграувакков и т.д.), степень изученности которых, как это следует из материалов предыдущих двух параграфов, значительно меньшая, чем пород, недосыщенных этим компонентом (метапелитов). Поэтому пограничные реакции между минералами в названной группе пород можно наметить лишь схематически. Интервалы от $P-T$ условий, отвечающие фашиям (рис.18), можно оценить путем сопоставления парагенезисов одновременно метаморфизиующихся пород различного состава. Более или

менее надежные границы выявляются на основании реакций в метapelитах хорошо исследованных экспериментально и теоретически.

Низкотемпературная граница фации зеленых сланцев может быть намечена достаточно определенно по серии превращений пумпеллит + хлорит + кварц = эпидот (клиноцоизит) + актинолит, пумпеллит + кварц = пренит + хлорит + эпидот (рис.2, 11, 12), которые осуществляются при температуре около 350° (рис.5), несколько меняющейся в зависимости от давления. Эти равновесия обладают свойствами экстремальных в четырехкомпонентной ($Al_2O_3 - CaO - MgO - FeO$) системе, так как достигаются лишь при наличии линейной

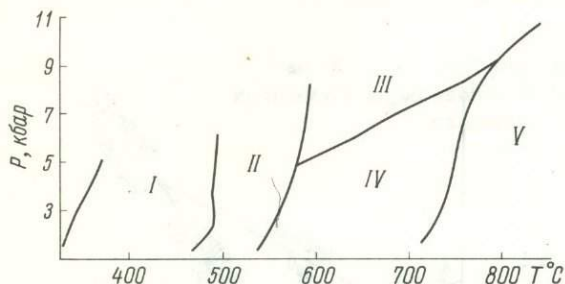


Рис.18. Примерное положение границ метаморфических фаций на $P - T$ диаграмме.

Фации: I - зеленых сланцев; II - эпидотовых амфиболитов; III - альмандиновых амфиболитов; IV - куммингтонитовых амфиболитов; V - гранулитовая.

связи между составами равновесных фаз. Граница между зеленосланцевой фацией и фацией глаукофановых сланцев здесь не обсуждается и принимается в том виде, в котором она предложена Н.Л.Добрецовым, В.В.Ревердатто и др. (1970).

Со стороны высоких температур фация зеленых сланцев в породах, богатых кальцием, может быть ограничена линией моновариантного равновесия актинолит + хлорит + эпидот + альбит + магнетит = роговая обманка. В зонально-стях андалузит-силлиманитового и кианит-силлиманитового типа роговая обманка сменяет актинолит приблизительно на изограде пиральспитового граната в метapelитах. Как было показано выше, этот переход происходит при температуре около 480-500°, что и является границей зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации. Примерно при тех же условиях происходит образование первого ставролита в хлоритовидных (с кианитом или андалузитом) сланцах по реакции кианит + хлоритоид + хлорит = ставролит + гранат. При несколько более высокой температуре ставролит появляется по экстремальной реакции хлорит + мусковит + кварц = ставролит + биотит (рис,9, 10, 4).

Эпидот-амфиболитовая фация, выделявшаяся П.Эскола еще в ранних работах, отличается богатым набором критических парагенезисов в породах любого состава, но значительной неопределенностью в смысле своей высокотемпературной границы. Предложенные в различное время варианты предельной для этой фации основности плагиоклаза, ассоциирующегося с эпидотом, не были приняты, что связано со сложностью анализа данного равновесия (см. выше). Вероятно, поэтому Дж.Тернер (Файф и др., 1962) отказался от выделения эпидот-амфиболитовой фации. Это же является причиной увеличения ее объема в схеме Н.Л.Добрецова, В.В.Ревердатто и др. (1970) до верхнего предела устойчивости парагенезиса мусковита с кварцем.

Представляется рациональным проводить высокотемпературную границу эпидот-амфиболитовой фации по появлению ромбических амфиболов в бедных кальцием и кальцием породах. Если принять, что отношение $\frac{P_{H_2O}}{P_s} = 0.7$, то реакция гранат + хлорит + кварц = жедрит + кордиерит при средних давлениях равновесно протекает при температуре около 570-580°. Примерно при тех же условиях (немного меньшей температуре) достигаются моновариантные равновесия гранат + хлорит + мусковит = ставролит + биотит, ставролит + хлорит + мусковит = биотит + кианит; хлорит + мусковит = биотит + кордиерит + кианит.

Определенная основность плагиоклаза, ассоциирующаяся с эпидотом, может рассматриваться в качестве критерия отнесения пород к эпидот-амфиболитовой фации лишь с некоторыми оговорками, одной из которых является заметное влияние давления на равновесие в системе $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3$. В области высокого давления линии пограничных реакций в пелитовых породах становятся параллельными оси P или приобретают отрицательный наклон. В то же время поле устойчивости плагиоклаза с заданным содержанием анортита и эпидота (или клиноцоизита) при прочих равных условиях расширяется в сторону высоких температур по мере возрастания давления. Для иллюстрации этого положения приведем пример изменения предельного содержания кальция в плагиоклазах, ассоциирующихся с эпидотом, комплексов различной глубинности. В северной части Джугджуро-Становой складчатой области в мигматизированных гнейсах (температура около $670-700^\circ$) развиты кианитовые парагенезисы, и содержание анортита в плагиоклазах и гнейсах с эпидотом не превышает 28%. В то же время в южной части названной области, где урканская серия была метаморфизована при той же температуре, но при более низких давлениях (в поле устойчивости силлиманита), предельный номер плагиоклаза в том же парагенезисе равен 40.

Вообще говоря, поле устойчивости плагиоклаза меняющегося состава с эпидотом (клиноцоизитом) ограничено линиями равновесий цоизит (клиноцоизит) + кианит + кварц = анортит + клиноцоизит (эпидот) + кварц = анортит + гроссуляр и частично перекрывает поле фации альмандиновых амфиболитов в принятых здесь границах, хотя такое перекрытие может быть и не столь значительным, если появление ромбических амфиболов при повышенных давлениях имеет место при температурах, которые значительно превышают температуру дегидратации хлорита, ассоциирующегося с мусковитом. Иначе говоря, при высоком давлении граница эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций становится расплывчатой. Кроме того, необходимо, по-видимому, учитывать, что поле устойчивости парагенезиса эпидота (в данном случае богатого окисным железом) и плагиоклаза может расширяться при возрастании активности кислорода.

Амфиболитовая фация в традиционном ее понимании может быть заменена двумя фациями - альмандиновых и куммингтонитовых амфиболитов. Основанием для этого служит факт постепенного замещения куммингтонита в его парагенезисе с плагиоклазом, гранатом и малоглиноземистой роговой обманкой, чермакитовой или гастингситовой роговой обманкой и существенно альмандиновым гранатом по мере повышения давления. Если судить по результатам анализа природных парагенезисов, куммингтонит-плагиоклазовая ассоциация при средних значениях температуры становится неустойчивой уже в нижней части поля стабильности кианита, о чем свидетельствует полное отсутствие куммингтонитовых амфиболитов и плагиогнейсов в типичных кианитовых комплексах или появление такой ассоциации в них лишь на поздних стадиях процесса метаморфизма при снижении давления.

Нижняя по давлению граница фации альмандиновых амфиболитов может быть также определена равновесием жедрит-кианит (или силлиманит) = гранат + кордиерит, достигающимся примерно при тех же условиях, при которых происходит переход кианита в силлиманит, либо при относительно высокой температуре равновесием биотит + силлиманит + кварц = гранат + кордиерит + калиевый полевой шпат.

Предлагаемые здесь пограничные реакции осуществляются, естественно, при несколько отличных условиях, причем степень этих различий не совсем ясна. Возникает некоторая переходная зона, располагающаяся в поле силлиманита, где возможно существование кордиерит-гранатовых парагенезисов, но в породах, бедных калием (без калиевого полевого шпата или мусковита). Для большей определенности в решении вопроса об условиях метаморфизма конкретных пород рационально относить эту переходную зону к кианит-силлиманитовой фациальной серии, считая, что для последней запрещенным парагенезисом является биотит-кордиерит-гранат-калиевый полевой шпат.

Фации эпидотовых и альмандиновых амфиболитов ограничены со стороны высоких давлений линиями реакций разложения анортита и появления в конечном

итоге ассоциаций с участием цоизита, кианита и кварца. Экспериментально исследовано лишь равновесие анортит + $H_2O =$ цоизит + кианит + кварц в системе $CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. В природных системах с большим числом компонентов разложение плагиоклаза при повышении давления происходит по более сложной схеме и, по-видимому, при более низких давлениях, чем в упомянутом эксперименте. Возникает возможность появления промежуточных по условиям формирования парагенезисов типа роговая обманка + гранат + кианит + кварц, широко распространенных в зерендинской серии Кокчетавского массива, где встречаются тела эклогитов, но почти нет плагиоклазосодержащих пород.

В качестве низкотемпературной границы гранулитовой фации принята реакция преобразования ассоциации граната, роговой обманки и кварца при высоких давлениях и роговой обманки и кварца при низких давлениях в диопсид, гиперстен и плагиоклаз. Как было показано выше, этот переход сложен и мало исследован. Экстремальные соотношения железистостей двух пироксенов и калиевого амфибола предопределяют возможность течения реакции роговая обманка + кварц = диопсид + гиперстен + плагиоклаз, линии которой ограничивает со стороны низких температур поле устойчивости парагенезисов двух пироксенов с плагиоклазом в области средних и низких давлений. Дегидратация же роговой обманки происходит в достаточно широком температурном интервале. По-видимому, с этими особенностями перехода от фаций альмандиновых и куммингтонитовых амфиболитов к гранулитовой фации связано широкое распространение роговообманково-двупироксеновых гнейсов (без граната) в явно малоглубинных гранулитах западной части Алданского щита (Кицул, 1971) при почти полном их отсутствии в гранулитах Джугджуро-Становой складчатой области, если не считать парагенезисов некоторых гранито-гнейсовых и мигматитовых комплексов, возникающих на поздних стадиях метаморфизма при снижении давления в условиях повышенной активности (или химического потенциала) натрия. Следует обратить внимание на то, что поле устойчивости чарнокитовых парагенезисов ограничено в области высоких давлений линией равновесия биотит + роговая обманка + кварц = гиперстен + диопсид + плагиоклаз + калиевый полевой шпат, имеющий довольно пологий наклон на $P-T$ диаграмме. Таким образом, гранулитовая фация не соответствует по объему фации двупироксеновых гнейсов, выделяемой Н.Л.Добрецовым, В.В.Ревердатто и др. (1970).

Линии моновариантных равновесий, принимаемые здесь за границы зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций, имеют крутые наклоны на $P-T$ диаграмме, и течение соответствующих реакций мало зависит от давления. Исключение представляет граница фаций куммингтонитовых и альмандиновых амфиболитов. Между тем, основываясь на материалах, приведенных в предыдущих параграфах, можно выделить ряд субфаций, парагенезисы которых появляются в достаточно узких интервалах давления, что и дает возможность наметить критерии для отнесения пород к андалузит-силлиманитовым или кианит-силлиманитовым фаціальным сериям. Перейдем к их рассмотрению.

Фаціальные серии. На петрогенетической решетке (рис.19) показаны главные минеральные равновесия и поле устойчивости критических парагенезисов, прямыми линиями A_1, A_2 и т.д. намечены фаціальные серии, отличающиеся величиной отношения T/P .

Серия A_1 , входящая в андалузит-силлиманитовую группу (А), характеризуется появлением парагенезисов хлоритоид-кордиеритовой субфации (рис.19, № 1) * при температурах около $470-500^\circ$, полным отсутствием ставролита (субфация 5), широким распространением ассоциаций андалузита с калиевым полевым шпатом и появлением двупироксен-плагиоклазовых пород при относительно низкой температуре (около $600-700^\circ$). Набор субфаций серии A_1 типичен для плутонометаморфических комплексов, отражающих интенсивные термические аномалии вокруг синкинематических гранитоидов, или для зон типичных контактовых роговиков. Ранее предполагалось, что комплекс плато Абакума в Японии

* Здесь и далее субфации (цифры в квадратах на рис.19) даны со знаком №, а линии равновесия (цифры в кружках) без него.

(Miyaschiro, 1961) обладает именно такими петрогенетическими особенностями. Однако при детальном исследовании в нем были найдены ассоциации с участием ставролита (Кано, Курода, 1969).

Серия A_2 отличается распространением парагенезисов ставролита лишь в узком интервале температур, отсутствием его ассоциаций с кордиеритом в двухслюдяных сланцах, но их наличием в метапелитах, бедных калием (в эпидот-амфиболитовой фации выделяются кордиерит-ставролит-хлоритовая - № 2 - и кордиерит-ставролит-гранатовая - № 3 - субфации, ограниченные равновесиями: андалузит + хлорит = кордиерит + ставролит - 16, ставролит + хлорит = кордиерит + гранат - 14 и ставролит = гранат + кордиерит + андалузит - 20), широким развитием ассоциаций кордиерит-андалузит-мусковитовой субфации (№ 5), захватывающей всю низкотемпературную область фации куммингтонитовых амфиболитов, ограниченным проявлением кордиерит-андалузит-ортоклазовой субфации (№ 10), повсеместной устойчивостью парагенезиса силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклаз (№ 12) в зонах ультраметаморфизма фации куммингтонитовых амфиболитов. К этой же фациальной серии необходимо отнести породы низкотемпературной части гранулитовой фации, отличающиеся широким распространением роговообманково-двупироксеновой с кварцем (но без граната) ассоциации - гранулиты Северного Приладожья (Судовиков и др., 1970), западной части Алданского шита (Кицул, 1971). Комплексы пород с такой петрологической характеристикой пользуются широким распространением. Они детально исследованы, например в районе хр.Кодар (Вост.Сибирь), С.П.Кориковским (1971), известны в Приаргунье, в некоторых участках Свекофеннского метаморфического пояса (см. гл.2).

Серия A_3 также обладает рядом специфических черт, позволяющих отличить ее в разных интервалах температур. Для нее характерно появление парагенезисов уже упоминавшейся кордиерит-ставролит-хлоритовой субфации (№ 2) эпидот-амфиболитовой фации, но отсутствие ассоциаций кордиерит-ставролит-гранатовой субфации (№ 4). Вместо нее присутствует ставролит-кордиерит-биотит-мусковитовая субфация (№ 3), ограниченная равновесиями хлорит + мусковит + кварц = биотит + ставролит + кордиерит (линия 15) ставролит + кордиерит + мусковит = биотит + андалузит (линия 13) и ставролит + биотит = гранат + кордиерит + мусковит (линия 19). Только в этой серии (в отличие от описанных выше) возможно появление ассоциации биотит + ставролит + мусковит + андалузит (№ 6) и силлиманит-гранат-мусковит-биотитовой (№ 9) субфаций. В зонах ультраметаморфизма в зависимости от температуры в породах, бедных кальцием, возможна устойчивость силлиманит-биотит-гранат-ортоклазового и кордиерит-биотит-гранат-ортоклазового парагенезиса (№№ 11, 12). К этой же фациальной серии могут относиться и породы обычной для раннего архея гранулитовой фации, в которой устойчивы гранатовые парагенезисы пород, богатых кальцием, но не наблюдается широкого распространения ассоциаций силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой субфации (№ 21).

Комплексы пород, отличающиеся характерными чертами серии A_3 , весьма широко распространены в фанерозойских метаморфических поясах, например в Пиренеях (Guitard, 1965), но особенно они характерны для докембрия: значительная часть свекофеннид, ранний протерозой западной части Кольского полуострова (Глебовицкий и др., 1971); Верхне-Чуйский хребет на Алтае (Кебезинская, 1971) и т.д.

Серия АВ является промежуточной. А.Хиетанен (Hietanen, 1967) выделила ее в самостоятельную серию на основании своих материалов по геологии баталита штата Айдахо. Сама по себе возможность метаморфизма при промежуточном значении градиента $\partial T / \partial P$ не может, естественно, вызывать возражения.

Однако сосуществование трех полиморфов Al_2SiO_5 нельзя считать достаточным признаком для отнесения конкретных пород к серии АВ, если отсутствуют другие данные. Надежными же критериями являются появление парагенезисов биотит-ставролит-мусковит-кианитовой (№ 17) и (или) биотит-ставролит-мусковит-андалузитовой (№ 6) субфаций в низкотемпературной части амфиболитовой фации.

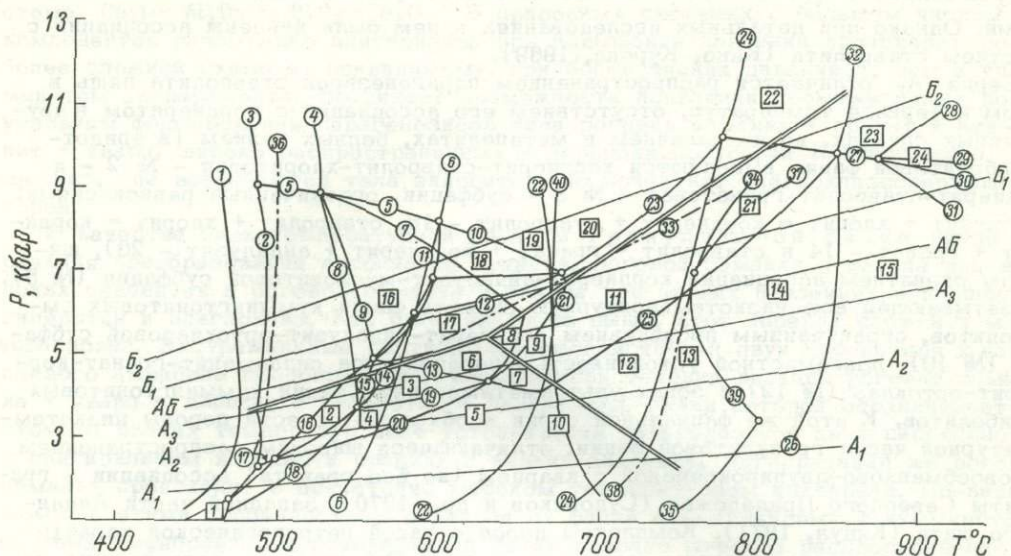


Рис.19. Схема субфаций и фашиальных серий.

Линии равновесий (номера в кружках): 1 - пиррофиллит = кианит (андалузит) + кварц; 2 - хлорит + хлоритоид + кианит = ставролит + кварц; 3 - хлоритоид + кварц = гранат + кианит + хлорит; 4 - гранат + хлорит + мусковит = биотит + кианит + кварц; 5 - ставролит + кварц = кианит + хлорит + гранат; 6 - ставролит + кварц = кианит + хлорит + гранат; 7 - ставролит + мусковит + кварц = гранат + кианит (андалузит, силлиманит) + биотит; 8 - гранат + хлорит + мусковит = ставролит + биотит; 9 - ставролит + хлорит + мусковит = биотит + кианит; 10 - ставролит + кварц = жедрит + гранат + кианит; 11 - гранат + хлорит + кварц = жедрит + ставролит; 12 - жедрит + ставролит + кварц = гранат + кордиерит; 13 - ставролит + кордиерит + мусковит = андалузит + биотит; 14 - ставролит + хлорит + кварц = гранат + кордиерит; 15 - хлорит + мусковит = биотит + ставролит + кордиерит; 16 - андалузит (кианит) + хлорит = кордиерит + ставролит; 17 - ставролит + кварц = гранат + хлорит + андалузит; 18 - хлорит + мусковит + кварц = биотит + кордиерит + гранат; 19 - ставролит + биотит = гранат + кордиерит + мусковит; 20 - ставролит + кварц = гранат + кордиерит + андалузит; 21 - ставролит + кварц = гранат + кордиерит + силлиманит; 22 - мусковит + кварц = калиевый полевой шпат + силлиманит (андалузит, кианит); 23 - жедрит + кианит + кварц = кордиерит + гранат; 24 - жедрит + гранат = гиперстен + кордиерит; 25 - биотит + силлиманит = гранат + кордиерит + калиевый полевой шпат; 26 - биотит + гранат + кварц = кордиерит + гиперстен + калиевый полевой шпат; 27 - гранат + кордиерит = гиперстен + силлиманит; 28 - гиперстен + гранат + силлиманит = шпинель + кварц; 29 - гиперстен + силлиманит = гранат + шпинель + кварц; 30 - кордиерит + гранат = гиперстен + шпинель + кварц; 31 - кордиерит + гранат + силлиманит = шпинель + кварц; 32 - гранат + биотит = гиперстен + силлиманит + калиевый полевой шпат; 33 - роговая обманка (черманин) + кварц = куммингтонит + анортит; 34 - роговая обманка + гранат + кварц = гиперстен + диопсид + плагиоклаз; 35 - роговая обманка + кварц = гранат + куммингтонит + диопсид + плагиоклаз; 36 - биотит + гранат + роговая обманка + кварц = гиперстен + плагиоклаз + калиевый полевой шпат; 37 - роговая обманка + биотит + кварц = гиперстен + диопсид + плагиоклаз + калиевый полевой шпат; 38 - роговая обманка + кварц = гиперстен + диопсид + плагиоклаз (экстремальная); 39 - роговая обманка + кварц = гиперстен + диопсид + гранат + плагиоклаз; 40 - кривая плавления гранита.

силлиманит-ставролит-биотит-мусковитовой (№ 8) в сочетании с силлиманит-гранат-мусковит-биотитовой (№ 9) субфацией в среднетемпературной части этой фации и, наконец, появление при высоких температурах только парагенезисов силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой (№ 11), но не силлиманит-кордиерит-гранат-ортоклазовой (№ 12) субфации.

По-видимому, к серии АБ с достаточным на то основанием может быть отнесена среднетемпературная часть метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта (Кепежинская, 1970), где не только встречены породы с тремя полиморфами Al_2SiO_5 , но и парагенезисы ставролит-кордиерит-биотит-мусковитовой, биотит-ставролит-мусковит-силлиманитовой и гранат-силлиманит-биотит-мусковитовой субфаций.

К серии Б₁ относятся наиболее распространенные комплексы с кианит-силлиманитовым типом метаморфизма. В интервале температур эпидот-амфиболитовой фации кордиерит в этой серии неустойчив. В низкотемпературной части фации альмандиновых амфиболитов обычными являются двуслюдяные сланцы со ставролитом, кианитом и гранатом. Возможно появление кордиерита в парагенезисе с гранатом в бедных калием метapelитах (№ 17). Ставролит полностью исчезает примерно при температуре перехода кианита в силлиманит, дегидратации мусковита и начала плавления гранатов, что исключает возможность появления парагенезисов силлиманит-гранат-мусковит-биотитовой субфации. Так же как и для серии АБ, характерно появление в высокотемпературной части фации альмандиновых амфиболитов только ассоциаций силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой субфации (№ 11). Гранулиты с аналогичными парагенезисами свойственны только рассматриваемой серии. Наконец, к ней же следует относить шпинель-кварцевую субфацию (№ 24) гранулитовой фации.

Значительный интерес представляет серия Б₂, соответствующая повышенным давлениям или низким значениям градиента (dT/dP). Для выделения ее в области низких и средних температур нет достаточно надежных критериев. Возможно, что в этих условиях становятся устойчивыми парагенезисы хлоритоид-ставролит-биотит-мусковитовые сланцы (без парагенезиса граната, хлорита, мусковита, рис.19). В низкотемпературной части фации альмандиновых амфиболитов возможно появление характерных только для этой серии парагенезисов ставролит-жедритовой субфации (№ 18). Дегидратация ставролита происходит в поле устойчивости мусковита, а разложение последнего и плавление гранитоидов (мигматизация) происходит в тех условиях, когда стабилен кианит (а не силлиманит). Таким образом, можно выделить гранат-кианит-биотит-мусковитовую (№ 19) и гранат-кианит-биотит-ортоклазовую (№ 20) субфации, свойственные только серии Б₂. К ней же следует относить биотит-гиперстен-силлиманитовую (№ 22) и гиперстен-силлиманит-ортоклазовую (№ 23) субфации гранулитовой фации.

Субфации (номера в квадратах): 1 - хлоритоид-кордиеритовая; 2 - кордиерит-ставролит-хлоритовая; 3 - ставролит-кордиерит-биотит-мусковитовая; 4 - кордиерит-ставролит-гранатовая; 5 - кордиерит-андалузит-мусковитовая; 6 - биотит-ставролит-мусковит-андалузитовая; 7 - андалузит-гранат-мусковит-биотитовая; 8 - силлиманит-ставролит-биотит-мусковитовая; 9 - силлиманит-гранат-мусковит-биотитовая; 10 - кордиерит-андалузит-ортоклазовая; 11 - силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовая (амфиболитовая фация); 12 - силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовая (амфиболитовая фация); 13 - роговообманково-гиперстен-диопсид-плагноклаз-кварцевая; 14 - силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовая; 15 - гиперстен-кордиерит-ортоклазовая; 16 - ставролит-биотит-кианит-мусковитовая; 17 - биотит-ставролит-мусковит-кианитовая; 18 - ставролит-жедритовая; 19 - гранат-кианит-биотит-мусковитовая; 20 - гранат-кианит-биотит-ортоклазовая; 21 - силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовая (гранулитовая фация); 22 - биотит-гиперстен-силлиманитовая; 23 - гиперстен-силлиманит-ортоклазовая; 24 - шпинель-кварцевая.

Хотя серия B_2 и является необычной, специфической, соответствующие ей породы фиксируются в целом ряде метаморфических поясов. Так, ставролит-жедритовая, гранат-кианит-биотит-мусковитовая, гранат-кианит-биотит-ортоклазовая субфации могут быть выделены в пределах Беломорско-Лапландской зоны на Балтийском щите, гранат-биотит-кианит-ортоклазовая субфация - в ваханской серии юго-западного Памира. Гранулиты чешского массива и сугамской зоны в Восточной Сибири представляют высокотемпературные части этой серии.

По-видимому, в процессе дальнейшей детализации петрогенетической сетки можно будет уточнить предлагаемую схему фаций и субфаций и наметить новые фациальные серии. Пока же более дробное их разделение невозможно.

В начале данной главы обращалось внимание на целесообразность понимания под фациальной серией набора фаций и субфаций, которые отвечают примерно одинаковой величине отношения давления к температуре. Только в этом случае мы можем получить достаточно надежную основу для анализа теплового и динамического режимов подвижных областей на разных этапах их развития. Но тогда конкретные метаморфические комплексы, обладающие горизонтальной зональностью, в общем случае могут содержать в себе элементы разных фациальных серий (соответствующие примеры см. в главах 2, 3).

Таким образом, фациальные серии - это понятие классификационное. Их не следует смешивать с естественными ассоциациями фаций и субфаций в неоднородно метаморфизованных комплексах. Горизонтальная метаморфическая зональность является следствием возникновения в земной коре тепловых и динамических аномалий и свидетельствует о латеральных изменениях термодинамического режима. Принадлежность же пород к одной фациальной серии говорит о его постоянстве.

Глава 2. ТИПЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОЯСОВ И ИХ СТРУКТУРА

А.Мияширо (Miyashiro, 1961) убедительно показал, что выделенные им фациальные серии закономерно связаны с крупными структурами земной коры. Отсюда возникло новое тектоническое понятие метаморфического пояса, которое прочно вошло в геологическую литературу, но не получило достаточно четкого определения. Рассматривая проблему эволюции метаморфических поясов, А.Мияширо ограничился общей сравнительной характеристикой петрологии преобразованных супракrustальных толщ в различные периоды развития земной коры, начиная от докембрия. Между тем в рамках одной тектонической эпохи (каледонской, герцинской и т.д.), а также в пределах конкретных, полициклически развивающихся подвижных областей можно выделить ряд сменяющих друг друга во времени метаморфических событий и эпизодов, что подчеркивал Дж.Саттон (1967). Еще раньше Г.Рид (Read, 1952) предложил выделять орогенический и плутонический метаморфизм.

А.А.Маракушев (1965; Маракушев и др., 1971) выяснил ряд интересных эволюционных закономерностей и проследил изменение характера метаморфизма от самых ранних стадий развития геосинклинали до периода ее преобразования в орогенную область. При этом была показана закономерная смена рядов метаморфических формаций, в чем проявилась, как считает этот исследователь, геохимическая специфика каждого этапа эволюции.

С появлением нового фактического материала концепция А.Мияширо о парных метаморфических поясах претерпела ряд серьезных изменений. В частности, выяснилось, что условия синхронности жадеит-глаукофанового и андалузит-силлиманитового типов не соблюдается. Первый из них может сменяться вторым в рамках тектонического цикла (Добрецов, Курода, 1969).

Таким образом, в развитии подвижных областей намечаются закономерные тенденции в изменении как термодинамической обстановки, так и геохимического режима, причем эта закономерность повторяется в разновозрастных структурах, что позволило ввести понятие цикла метаморфизма (Глебовицкий, 1969). В гл.4 будут подробно охарактеризованы циклы регионального метаморфизма как отражение изменения теплового и динамического режимов подвижной области.

Из всего сказанного выше следует, что особенности развития должны учитываться в определении понятия метаморфического пояса. Метаморфический пояс — это структура земной коры, которая характеризуется проявлением метаморфизма определенного петрогенетического типа (или типов) и определенной эволюцией термодинамических условий, связанной со спецификой развития данного участка земной коры и проявляющейся в течение цикла регионального метаморфизма; последний сопоставим по длительности с геосинклинальным циклом.

По эволюционным, структурным и петрогенетическим признакам можно выделить ограниченное количество типов метаморфических поясов, общие особенности которых сохраняются в течение всей истории развития континентальной земной коры.

Европейский тип

Первый из выделяемых типов поясов может быть назван европейским, так как наиболее полно он охарактеризован в Западной и Центральной Европе, где постдевонский метаморфизм проявился в осевой части герцинид, в Молданубской зоне, протягивающейся в субширотном направлении и захватывающей Южную Бретань, Центральный Французский массив, Пиренеи, Шварцвальд, Южные Vogезы, Чешский массив (Обуэн, 1967; Zwart, 1967).

Ж.Обуэн (1967), основываясь на большом фактическом материале, дал общую схему тектонической зональности европейских герцинид, что является хорошей основой для определения положения Молданубского метаморфического пояса в общей структуре рассматриваемого региона.

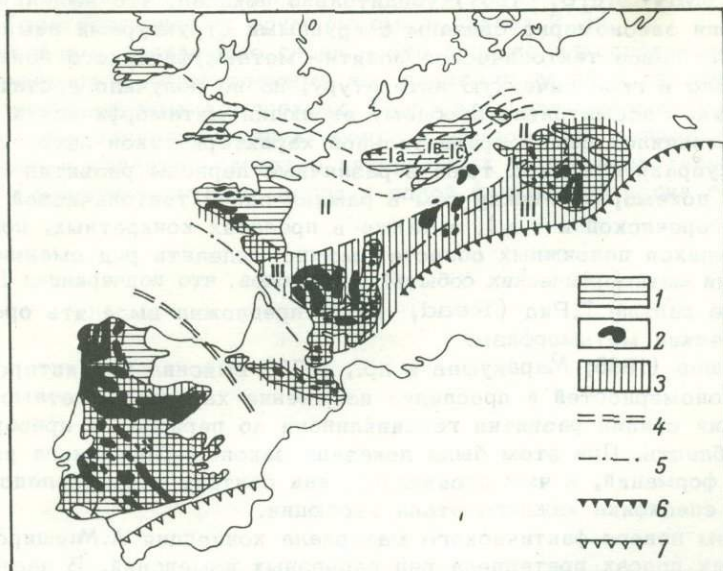


Рис.20. Положение Молданубского метаморфического пояса в структуре герцинид Европы (Обуэн, 1967).

1 - выходы домезозойских пород; 2 - граниты герцинические или регенерированные в герциническое время; 3 - область герцинического регионального метаморфизма; 4 - ось центростремительной симметрии; 5 - ось центробежной симметрии; 6 - герцинические надвиги; 7 - альпийский надвиг.

Самая северная Рено-Герцинская зона (рис.20, 1) может быть подразделена на внешний миогеосинклинальный прогиб (1а), среднее миогеоантиклинальное поднятие (1б) и внутренний эвгеосинклинальный прогиб (1е), что находит отражение в распределении на площади осадочно-вулканогенных формаций. Внешняя часть Саксоно-Тюрингской зоны (II) является переходной между эвгеосинклинальным прогибом и эвгеоантиклинальным поднятием. В ее пределах формировался офиолитовый пояс герцинид Европы. Внутреннее, Саксоно-Тюрингское эвгеоантиклинальное поднятие отличается от смежных зон относительно ранней инверсией с формированием молассовых прогибов в периферических частях поднятия. Наконец, Молданубская зона (III) представляет собой осевое поднятие,

близкое по своему характеру к геоантиклиналям первого рода и отличающееся широким распространением в различной степени метаморфизованных пород каледонского и раннедокембрийского фундамента.

Общие особенности структуры герцинид Европы сводятся к следующему. Севернее Молданубского центрального поднятия наблюдается опрокидывание складчатых структур и надвигание в северном направлении. Так, взбросы и надвиги фиксируются в южной части Саксоно-Тюрингской зоны, Офиолитовый пояс эвгеоантиклинального поднятия надвинут на эвгеосинклинальную зону и т.д. Характерно, что герцинский региональный метаморфизм не распространяется на области развития надвиговых и покровных структур.

Менее отчетливая картина наблюдается в южном обрамлении Молданубской зоны. Известно, что на юге Шварцвальда и Вогезов существуют опрокинутые на юг структуры. Базируясь на данных А.Демая (Demay, 1948), Ж.Обуэн (1967) обратил внимание на наличие смещенных к югу тектонических покровов в южной части Центрального Французского массива. Ж.Гитар (1970) отмечал, что формированию герцинских гнейсовых куполов Восточных Пиренеев предшествует образование крупных лежащих складок и, возможно, покровов пеннинского типа. Более ясная картина рисуется в Севеннах, где отмечаются крупные палеозойские покровы, доказывающие значительные тангенциальные смещения в южном направлении (Обуэн, 1967).

Таким образом, Молданубский метаморфический пояс связан с центральным поднятием европейских герцинид, близким по своему характеру к геоантиклиналям первого рода. Это поднятие определило симметричное расположение структурно-формационных зон, на которые распадалась геосинклинальная система, и контролировало тангенциальное перемещение крупных масс по надвигам в направлении от центра к периферии геотектонической области. Метаморфизм не распространялся за пределы названной геоантиклинали и связан с периодом формирования гранито-гнейсовых куполов, сложенных в своих ядрах породами раннепалеозойского или докембрийского фундамента.

Метаморфизм в пределах Молданубского пояса проявлялся в условиях низкого и умеренного давления, причем его интенсивность менялась в пространстве и во времени. Следствием этого является большое разнообразие парагенезисов метapelитов, свидетельствующих о присутствии фаций серий A_2 и A_3 , а возможно, и АБ (Fonteilles et al., 1964; Guitard, 1965; Bederke, 1947; Palm, 1957; Schulling, 1960; Zwart, 1967; Гитар, 1970). В частности, в Пиренеях были описаны все возможные моновариантные и невариантные равновесия, позволившие ограничить поле ставролит-кордиерит-биотитовой субфации. В то же время существуют отчетливые признаки кордиерит-андалузит-мусковитовой субфации. Все это в совокупности может свидетельствовать об изменении давления от 3,5 до 5 кбар. Имеются также данные о присутствии кианита в кордиеритсодержащих сланцах (Fonteilles et al., 1964).

На территории СССР продолжение европейских метаморфических поясов можно обнаружить в пределах Главного Кавказа, в герцинидах Западного Узбекистана и Тянь-Шаня. По мнению А.Б.Бакирова (1971), в последнем районе можно видеть зависимость петрогенетических особенностей метаморфизма от его тектонической локализации. В эвгеосинклинальных зонах возникают зеленосланцевые и глаукофансланцевые метаморфические комплексы. В то же время в зонах, где накапливаются преимущественно терригенно-карбонатные толщи и которые по своим тектоническим особенностям близки к рассмотренной выше Молданубской зоне, проявляется метаморфизм низких давлений (андалузит-силлиманитовые фациальные серии).

Примером поясов европейского типа являются мезозойские метаморфические пояса северо-западного обрамления Тихого океана. Они включают в себя комплексы Срединного хребта Камчатки, плато Абакума в Японии и др. Неоднородный метаморфизм, приводивший к формированию фациальных серий A_2 и A_3 , проявлялся в связи с формированием гранито-гнейсовых куполов (Лебедев и др., 1970) в пределах геоантиклиналей первого рода, в ядрах которых обнажается домезозойский фундамент.

Тихоокеанские структуры обладают одной специфической особенностью, которая связана с закономерной миграцией зон максимальной тектонической

активности в сторону океана. Благодаря этому глаукофансланцевые, зеленосланцевые и пумпеллит-пренитовые комплексы, возникающие на относительно ранней стадии развития геосинклиналей, в дальнейшем подвергались преобразованиям в процессе зонального андалузит-силлиманитового метаморфизма.

Альпийский (уральский) тип

Хорошо исследованы два метаморфических пояса, обладающие сходными тектоническими, эволюционными и петрогенетическими чертами, в связи с чем они могут рассматриваться как представляющие типичную разновидность фанерозойских поясов - Альпийский (имеются в виду прежде всего районы Швейцарских и Итальянских Альп) и Уральский. Альпийский пояс разобран в тектоническом аспекте Ж.Обуэном (1967) на той же принципиальной основе, что и Молданубский.

Бесъ более или менее существенный альпийский метаморфизм проявлялся в пределах эвгеосинклинального прогиба и на границе с эвгеоантиклинальным поднятием (рис.21) и всегда накладывался на уже сформированные тектонические покровы одновременно с их изгибанием в открытые складчатые структуры. В этом смысле, по-видимому, и следует понимать заключение Ж.Обуэна о пост-тектоническом характере альпийского метаморфизма.

Можно говорить о двух (или трех) стадиях метаморфических процессов в Альпах. Это, во-первых, ранний лавсонит-глаукофановый метаморфизм, с которым сопряжено, по-видимому, формирование альпинотипных эклогитов, гранатовых перидотитов и жадеитовых пород. Не совсем ясны временные соотношения этих изменений с зеленосланцевым метаморфизмом. Н.Чаттерджи (Chatterjee, 1970) склонен считать, что глаукофановые и зеленые сланцы связаны в единую метаморфическую зональность. Однако существует мнение о более позднем образовании зеленосланцевых парагенезисов по отношению по крайней мере к жадеитовым породам и к измененным гипербазитам (Beauregard, 1965). Вторая (или третья) стадия - плутонический метаморфизм (по определению Chatterjee, 1961), отличающийся отчетливо проявленной зональностью кианит-силлиманитового типа (Niggli, Niggli, 1966; Trommsdorff, 1966) и целиком укладываемый в рассмотренную выше серию B₁.

Таким образом, Альпийский метаморфический пояс существенно отличается от Молданубского как характером своей тектонической локализации (в пределах эвгеосинклинального прогиба и на границе с эвгеоантиклинальным поднятием, в зоне широкого развития тектонических покровов пеннинского типа), так и петрогенетическими чертами (формируются кианит-силлиманитовая, а еще ранее - жадеит-глаукофановая фациальные серии).

Уральский метаморфический пояс сформировался в герцинскую эпоху диастрофизма. Все метаморфические процессы, о которых пойдет речь, проявлены восточнее Главного уральского глубинного разлома, отделяющего миогеосинклинальный прогиб западного склона Урала от находящегося восточнее эвгеосинклинального прогиба, а также в пределах последнего. На восточном склоне Урала и на прилегающих территориях фундамента Западно-Сибирской плиты выделяются три системы субмеридионально простирающихся поднятий, которые со значительной долей условности могут быть отнесены к категории эвгеоантиклинальных поднятий в понимании Ж.Обуэна (1967).

В локализации лавсонит-глаукофановых сланцев, жадеитовых пород и эклогитов решающая роль принадлежит Главному уральскому глубинному разлому. Н.Л.Добрецов (1968; Добрецов и др., 1971б) удалось убедительно доказать, что наиболее типичный эклогит-глаукофан-сланцевый максютовский комплекс Южного Урала был сформирован в среднерифейское время. Однако сейчас существует ряд доказательств повторения метаморфизма сходного петрогенетического типа на рубеже ордовика и силура (Добрецов и др., 1971а).

Так же как и в Альпах, неясен вопрос о временных соотношениях зеленосланцевого и глаукофансланцевого метаморфизма. Но если принять указанную выше датировку последнего, то следует признать и более позднее проявление

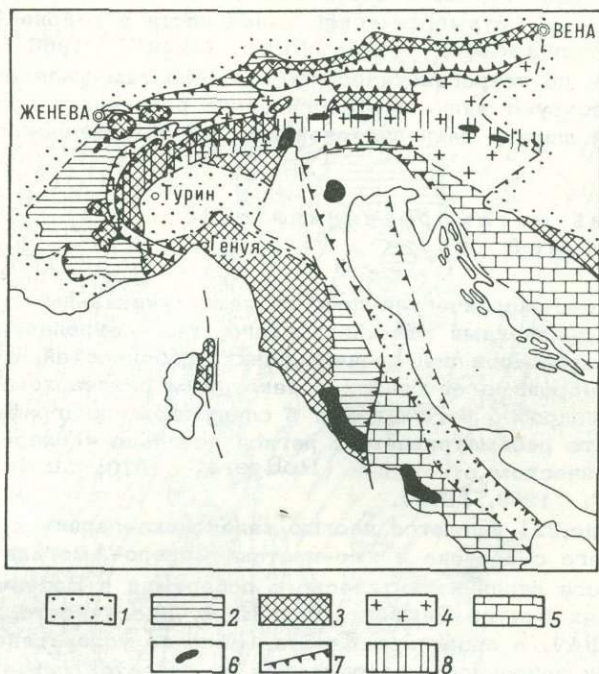


Рис.21. Положение Альпийского метаморфического пояса в структуре альпид Центральной Европы (Обуэн, 1967).

1 - позднегеосинклиналичные впадины с терригенным осадконакоплением (молассовая зона); 2 - внешняя зона (миогеосинклиналичный прогиб); 3 - внутренняя зона (эвгеосинклиналичный прогиб) вместе с офиолитовой зоной; 4 - кристаллический фундамент в зонах; 5 - зоны неритового и рифового осадконакопления; 6 - главные поздне- или постгеосинклиналичные вулканические и интрузивные массивы; 7 - крупнейшие надвиги; 8 - области проявления альпийского метаморфизма, трахиандезитового вулканизма, глубинного гранодиоритового магматизма.

зеленосланцевых изменений, так как они накладываются на вулканогенные толщи силура.

Главной петрогенетической особенностью Уральского метаморфического пояса является развитие зонального метаморфизма кианит-силлиманитового типа в пределах эвгеосинклиналичных поднятий. Г.А.Кейльман (Кейльман, Минкин, 1971), основываясь на геологических и геохронологических данных, доказал, что этот метаморфизм имеет среднедевонский возраст и сопряжен с куполообразованием в осевых частях названных поднятий.

В литературе есть указание на то, что образованию гранито-гнейсовых куполов предшествовало формирование лежащих изоклиналичных складок, осевые поверхности которых как раз и сминались в открытые антиформы (Чесноков, 1966). Однако отсутствие полного анализа структур значительно снижает ценность этого весьма интересного и важного вывода. Что же касается наличия или отсутствия крупных тектонических покровов в эвгеосинклиналичных зонах герцинид Урала, то по этому поводу вообще нет сколько-нибудь надежных данных.

К альпийскому (уральскому) типу относится Скандинавский метаморфический пояс, совпадающий с зоной норвежских каледонид. Х.Зварт (Zwart, 1967) высказал предположение о том, что для альпид характерен метаморфизм более

высоких давлений, чем для норвежских каледонид. Это верно только отчасти, когда речь идет о лавсонит-глаукофановых сланцах и ассоциирующихся с ними породах, которые действительно отсутствуют в каледонидах. Однако, судя по детальным описаниям метаморфической зональности в районе Симплон (Chatterjee, 1961; Trommsdorf, 1966; Niggli, Niggli, 1966), альпийский зональный комплекс по петрогенетическим особенностям мало отличается от каледонского. Существуют лишь морфологические различия и прежде всего в значительно большей ширине раннепалеозойского метаморфического пояса.

Аппалачский метаморфический пояс (промежуточный тип)

Аппалачский метаморфический пояс является уникальным в том отношении, что он обладает признаками как альпийского, так и европейского типа. Кроме того, для него характерен ряд специфических особенностей, а по масштабам проявления метаморфизма он близок к некоторым раннедокембрийским поясам, которые будут подробно рассмотрены в следующем параграфе этой главы. Следует добавить, что рассматриваемый регион детально исследован в тектоническом и петрологическом отношении (Rodgers, 1970; Study of Appalachian Geology, 1969, 1970).

Аппалачи (рис.22) являются частью каледонско-герцинского складчатого пояса, обрамляющего с востока и юго-востока Северо-Американский кратон и прослеживающегося вдоль атлантического побережья в Восточную Гренландию.

На территориях штатов Вермонт, Нью-Йорк, Массачусетс, Нью-Гампшир и Коннектикут (США), в провинции Квебек (Канада) устанавливается отчетливая геотектоническая зональность, отраженная на палеотектонических схемах (рис.23). В раннем палеозое (а) в непосредственной близости от кратона был сформирован миогеосинклинальный прогиб, к тыльной части которого примыкала Вермонт-Квебекская геоантиклиналь, обособлявшаяся в качестве положительной структуры в период кембрийской и ордовичской седиментации и вулканизма. Эта структура играет в раннем палеозое роль миогеосинклинального поднятия, в понимании Ж.Обуэна, и разграничивает внешний и внутренний эвгеосинклинальный прогиб. В пределах последнего выделяются геоантиклинали (эвгеоантиклинальные поднятия) Стоукских гор и Сомерсета, сохранивших характер положительных структур в течение всей истории подвижной области и сыгравших большую роль в формировании структуры метаморфического пояса и в распределении на площади фаций метаморфизма. В среднем палеозое (б) произошло смещение миогеосинклинали в юго-восточном направлении, так что геоантиклиналь Стоукских гор оказалась во внешней зоне, а на границе с платформой возник квазикратонный пояс. Сомерсетская геоантиклиналь в этот период сохранила значение эвгеоантиклинального поднятия.

Аппалачская складчатая область обладает рядом характерных тектонических черт, самым важным из которых является широкое развитие гранито-гнейсовых куполов диапиродного типа и предшествующих им крупных тектонических покровов. В распределении последних и в направлении перемещения масс по надвигам нашла отражение симметричность всей рассматриваемой структуры. Ось симметрии проходит из района устья р.Коннектикут в север-северо-восточном направлении на Конкорд (рис.22). Рассмотрим строение северо-западной и юго-восточной ветвей Аппалачской складчатой системы, основываясь на сводках Дж.Томпсона, П.Робинсона, Т.Клифорда, Н.Траска, Дж.Розенфельда, Х.Диксона, Л.Ландгрена (Study of Appalachian Geology, 1969).

В восточном обрамлении массива Зеленых гор Дж.Розенфельд систематически исследовал ротационные структуры гранатов, что позволило понять динамику формирования купольных структур в узкой зоне, вытянутой в меридиональном направлении. Необходимо подчеркнуть, что в этой зоне в период метаморфизма была положительная термическая аномалия, в связи с чем развились парагенезисы ставролит-биотит-мусковитовой субфации фации альмандиновых амфиболитов, в то время как в ближайшем окружении этой структуры распространены сланцы эпидот-

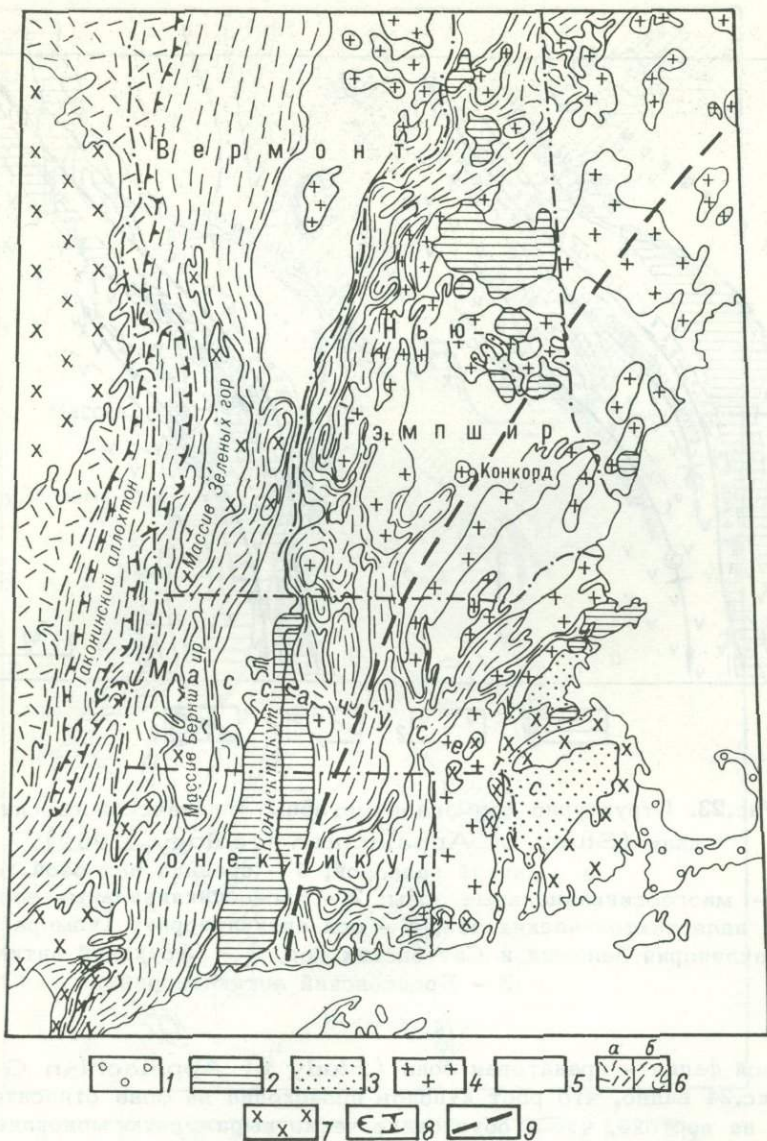


Рис.22. Схематическая геологическая карта юго-западной части Аппалачской складчатой области (Study of Appalachian Geology, 1969).

1 - третичные и четвертичные отложения; 2 - орогенные формации юрского и триасового возраста; 3 - парагеосинклинальные формации пермского и каменноугольного возраста; 4 - преимущественно гранитоидные послескладчатые комплексы; 5 - девонские геосинклинальные толщи; 6 - силурийские и ордовичские платформенные (а) и геосинклинальные (б) толщи; 7 - гранитоиды, гранито-гнейсы и гнейсы докембрия; 8 - надвиги; 9 - осевая линия Аппалачской складчатой системы.

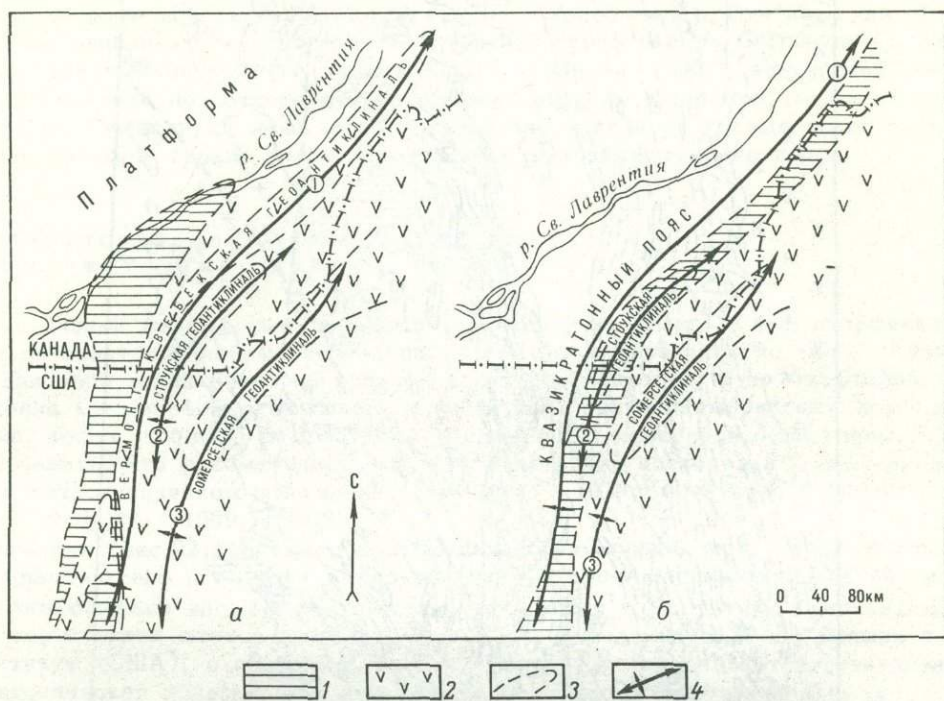


Рис.23. Структурно-формационные зоны Аппалачской геосинклинали (Study of Appalachian Geology, 1969).

а - ранний палеозой; б - средний палеозой.

1 - миогеосинклиналильные зоны; 2 - эвгеосинклиналильные зоны; 3 - границы палеотектонических зон; 4 - оси антиклинорий (номера в кружках: 1 - антиклинорий Зеленых и Саттонских гор, 2 - Стоукский антиклинорий, 3 - Бронсонский антиклинорий).

амфиболитовой фации - гранатовая зона (Study of Appalachian Geology, 1969). На рис.24 видно, что рост куполов происходил на фоне относительного воздымания на востоке, что и обусловило четко выраженную моноклинную симметрию структур.

Еще более показательным является строение Бронсонского антиклинория, представляющего собой осевую часть Сомерсетского эвгеоантиклинального поднятия. Здесь закартировано несколько гнейсовых куполов (рис.25). Эти антиформы образованы на фоне сформированных ранее тектонических покровов, перемещенных из осевой части подвижной зоны по направлению к Северо-Американскому кратону.

Наблюдается заметное усложнение структуры в направлении с севера на юг. В разрезе А-А¹ видны сравнительно простые, слегка запрокинутые на запад широкие антиформы и разделяющие их узкие синформные складки. Южнее, в восточном крыле антиклинория, появляются лежащие структуры (разрез В-В¹), которые в разрезе С-С¹ перемещены на запад и полностью перекрывают все поднятие. Вместе с тем здесь появляются специфические веерообразные структуры, обусловленные сильным тангенциальным сжатием. При этом, как и в период образования крупных тектонических покровов, происходило перемещение масс преимущественно в западном направлении. Таким образом, рост гнейсовых куполов, как и в восточном обрамлении массива Зеленых гор, происходил на фоне ясно выраженного воздымания на востоке, в осевой зоне Аппалачской складчатой системы.

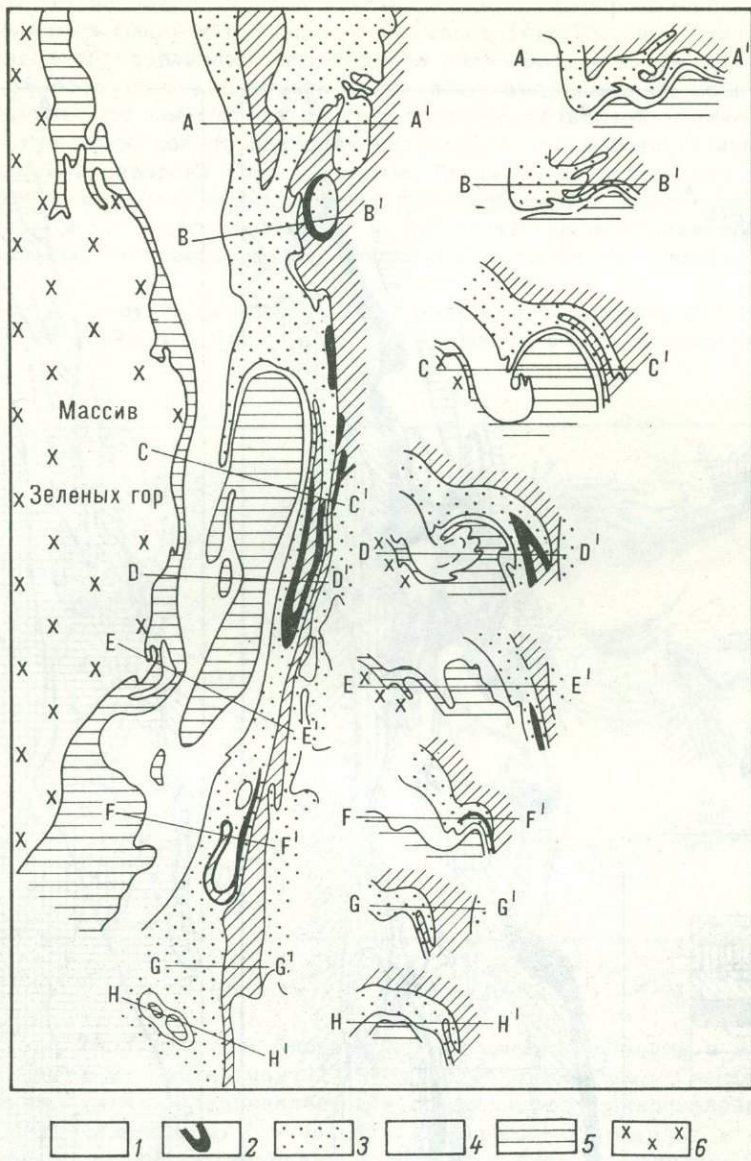


Рис.24. Структура позднекембрийских-кембрийских (?), ордовичских, силурийских и девонских толщ восточного обрамления массива Зеленых гор (Study of Appalachian Geology, 1969).

1 - кварц-полевошпатовые и графитовые сланцы девона (формация Giles Mountain); 2 - горизонты метавулканитов (амфиболитов и зеленых сланцев); 3 - базальные конгломераты, кварциты, кислые вулканиты, метапелиты, графитовые сланцы силурийского и девонского возраста (формации Northfield, Waits River, Littleton); 4 - базальтоидные и риолитовые вулканиты, их туфы и кремнистые сланцы ордовика; 5 - позднекембрийские или раннекембрийские метаморфизованные конгломераты, альбитовые и парагонитовые сланцы, доломиты; 6 - граниты, гнейсы, сланцы, амфиболиты, мраморы докембрийского основания.

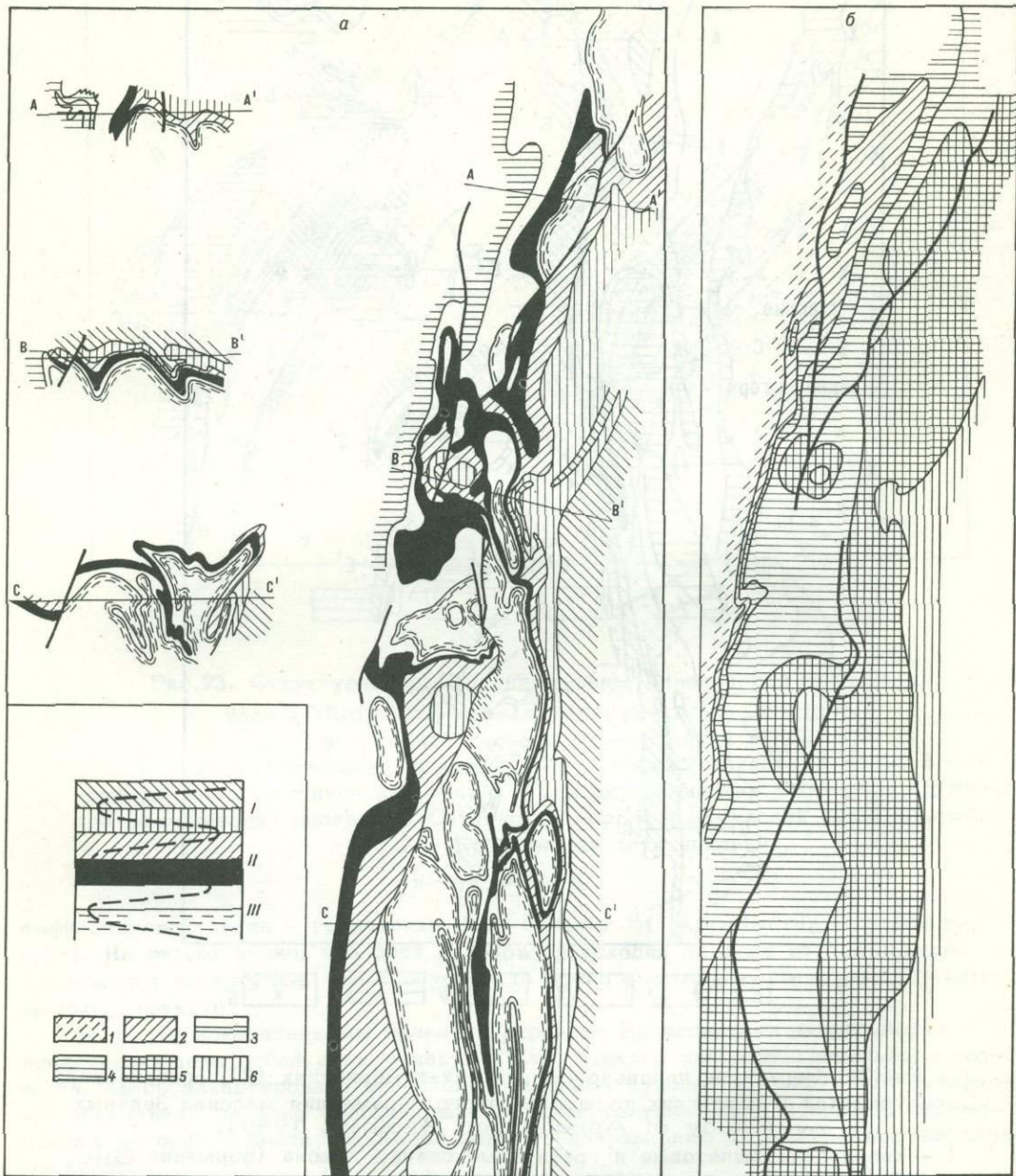


Рис.25. Структура тектонических покровов (а) и схема метаморфической зональности (б) в районе южной части Бронсонского антиклинория (Study of Appalachian Geology, 1969).

а - осевые поверхности покровов: I - Fall Mountain, II - Skitchewaug, III - Cornish. б - метаморфические зоны: 1 - мусковит-хлоритовой; 2 - биотит-мусковитовой субфации фации зеленых сланцев; 3 - эпидот-амфиболитовой фации; 4 - ставролитовых; 5 - гранат-силлиманит-биотит-мусковитовой; 6 - гранат-силлиманит-биотит-ортоклазовой субфации фации альмандиновых амфиболитов.

Сопоставление геологической карты со схемой распределения на площади пород различных фаций и субфаций показывает (рис.25), что далеко не все гнейсовые купола обуславливают термические аномалии. В то же время совершенно очевидно закономерное нарастание степени метаморфизма по направлению на восток, где, как это следует из рассмотрения особенностей морфологии складчатых структур, произошло наиболее интенсивное воздымание, явившееся выражением частной инверсии геосинклинали. Такая связь повышения плотностей тепловых потоков с периодом восходящих движений свойственна всем метаморфическим поясам и является указанием на решающую роль конвекционных потоков в формировании теплового режима подвижной области на поздних стадиях ее развития.

Интересные структуры описаны Х.Диксоном и У.Дандреном (*Study of Appalachian Geology*, 1969) в восточной части штата Коннектикут (рис.26).

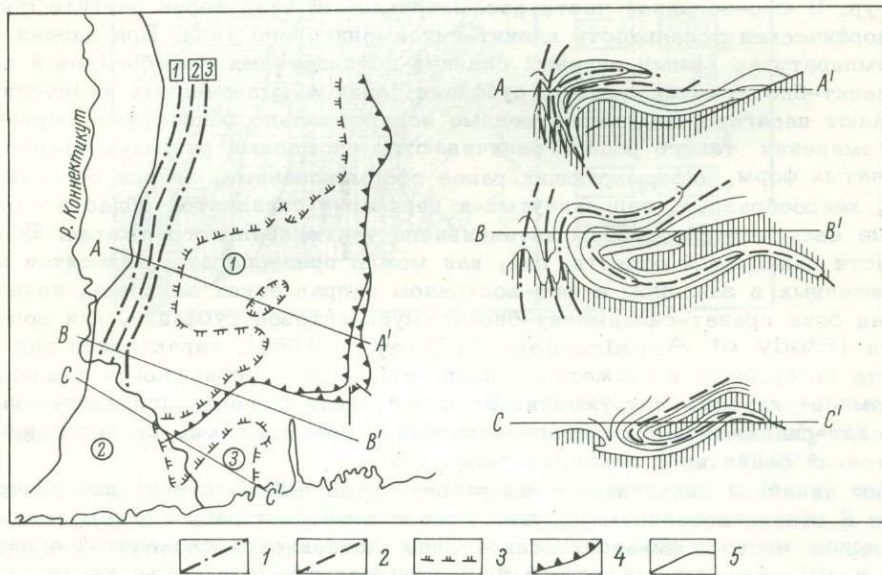


Рис.26. Структура Аппалачской складчатой области в восточной части шт.Коннектикут (*Study of Appalachian Geology*, 1969).

1 - осевые линии антиклиналей; 2 - осевые линии синклиналей; 3 - осевая линия лежачей синклинали; 4 - надвиги; 5 - сбросы. Номера в квадратах: 1 - Гластонбурйская антиклиналь; 2 - Грейтхиллская синклинали; 3 - Монсонская антиклиналь. Номера в кругах: 1 - Уиллимантийский купол; 2 - Килингвортский купол; 3 - Лайлеский купол. На разрезах заштрихованы досилурийские толщи.

Этот участок располагается непосредственно к юго-востоку от осевой зоны Аппалачской складчатой системы. Здесь была зартирована сложно построенная синклинали, осевая поверхность которой смята в изоклиналиную складку, лежащую на юго-западе и открытую, запрокинутую на северо-востоке. В последнем случае нижнее крыло вторичной структуры имеет крутое юго-восточное падение, а верхнее залегает почти горизонтально. По-видимому, таким же образом деформированы осевые поверхности смежных Гластонбурйской, Грейтхиллской и Мансонской складок. Есть основание полагать, что такого рода поздние деформации являются следствием действия радиальных сил, приводивших к возникновению Лаймского, Уиллимантийского куполов и Хоупъярдской мульды. Вертикальные движения затухают в направлении на северо-восток, где залегание осевых поверхностей ранних изоклиналиных складок менее всего нарушено. На разрезе

$A - A^1$ (рис.26) видно, что верхние части структур опрокинуты на юго-востоке, что может быть связано с движением в этом направлении по надвигам типа того, который зафиксирован в восточной части рассматриваемого участка. Иначе говоря, направление тангенциальных движений здесь противоположно тому, которое наблюдалось в Бронсонском антиклинории и в обрамлении массива Зеленых гор.

Аппалачи представляют собой классическую область развития симметричной метаморфической зональности (рис.27). Максимальная степень изменения пород достигается в осевой зоне складчатой системы, которая, как это следует из рассмотрения морфологии складчатых и разрывных структур, испытывала воздымание в процессе метаморфизма, что явилось следствием частной инверсии интрагеосинклинали.

Характерной особенностью аппалачского метаморфизма является латеральное изменение его петрогенетических особенностей в связи с изменением типа структур. В юго-западной части рассматриваемой территории развита полная метаморфическая зональность кианит-силлиманитового типа. При низких и средних температурах (фашии зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов и ставролит-кианит-биотит-мусковитовая субфация фашии альмандиновых амфиболитов) возникают парагенезисы, свойственные исключительно фашиальным сериям B_1 и B_2 . Изменения такого рода ограничиваются площадями развития открытых складчатых форм, деформирующихся ранее сформированные, полого залегающие покровы, веерообразных, запрокинутых к периферии складчатой области структур, которые являются следствием интенсивного тангенциального сжатия. Вблизи осевой части складчатой области, где, как можно предполагать, находятся корни перемещенных в западном и юго-восточном направлениях покровов, появляется широкая зона гранат-силлиманит-биотит-мусковитовой субфации, или зона силлиманита (Study of Appalachian Geology, 1969), характерная для серии АБ, что совершенно не вяжется с представлением о зависимости степени метаморфизма от глубины погружения. В осевой части широко распространены породы гранат-силлиманит-биотит-ортоклазовой субфации, также свойственной промежуточной фашиальной серии.

Зоны линейной складчатости из района устья р.Коннектикут расходятся в северном и северо-восточном направлениях с заметным расширением воздымающейся в период частной инверсии осевой зоны Аппалачской складчатой области и зоны максимального метаморфизма. В этой связи находит объяснение наблюдающееся в Бронсонском антиклинории уменьшение степени сжатости складчатых структур. Одновременно изменяется характер метаморфизма, который в Северном Вермонте приобретает все черты андалузит-силлиманитового типа (серия A_3). Несмотря на то что сам факт латерального перехода одной фашиальной серии в другую не вызывает никакого сомнения, значительных изменений давления в среднетемпературных, а особенно в высокотемпературных зонах, допустить нельзя. Действительно, как и в юго-западной части рассматриваемой территории, на северо-востоке повсеместно картируется зона гранат-силлиманит-биотит-мусковитовой субфации, а исчезновение ставролита происходит в поле устойчивости силлиманита. В Северном Вермонте в зонах среднетемпературного метаморфизма наблюдаются породы с сосуществующими кианитом и андалузитом. Отличительной чертой зон максимального метаморфизма на северо-востоке является существование парагенезисов гранат-кордиерит-силлиманит-ортоклазовой субфации. В то же время есть указание на появление ортопироксена в породах, богатых кальцием, а при достаточно высоких температурах такие ассоциации пород могут возникать и при умеренном давлении. Таким образом, разница давлений в зонах средне- и высокотемпературного метаморфизма вряд ли превышала 1000 атм, а скорее всего была меньшая.

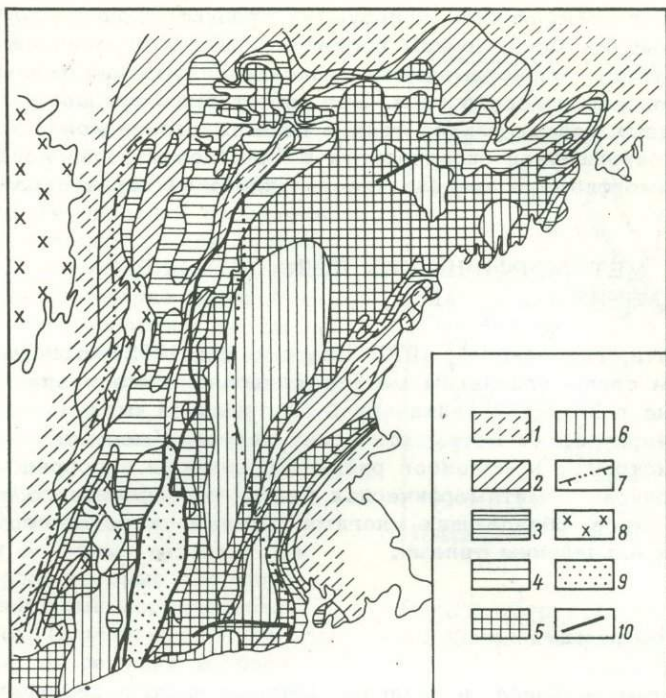


Рис.27. Зоны палеозойского регионального метаморфизма юго-западной части Аппалачского метаморфического пояса (Study of Appalachian Geology, 1969).

Зоны: 1 - мусковит-хлоритовой; 2 - биотит-мусковитовой субфаций фации зеленых сланцев; 3 - эпидот-амфиболитовой фации; 4 - ставролитовых; 5 - гранат-силлиманит-биотит-мусковитовой; 6 - гранат-силлиманит-биотит-ортоклазовой и гранат-кордиерит-ортоклазовой субфаций фаций куммингтонитовых и алмандиновых амфиболитов; 7 - граница кианит-силлиманитовой и андалузит-силлиманитовой зональностей; 8 - породы докембрийского основания; 9 - триасовые отложения; 10 - разломы.

Выводы

Можно выделить ограниченное число типов фанерозойских метаморфических поясов, каждый из которых будет характеризоваться свойственным только ему набором эволюционных, структурных и петрогенетических признаков. Главные их черты сохраняются неизменными в разновозрастных структурах. В то же время намечаются определенные тенденции в изменении характера метаморфических поясов от каледонской к альпийской эпохе диастрофизма.

Метаморфический пояс альпийского типа, сформированный в системе европейских каледонид, отличается широким проявлением зонального метаморфизма кианит-силлиманитового типа, в связи с чем мы не находим в нем достоверных признаков глаукофансланцевых, эклогито-сланцевых или эклогито-гнейсовых комплексов ранних стадий развития. Герцинский метаморфический пояс Урала характеризуется проявлением кианит-силлиманитовой зональности лишь непосредственно в пределах эвгеосинклинальных поднятий, так что гипербазитовые пояса не попадают в зоны высокотемпературного метаморфизма и породы фаций глаукофан-лавсонитовых и зеленых сланцев, возникшие на ранних стадиях герцинского

цикла, сохраняются. В собственно Альпийском метаморфическом поясе наиболее широким распространением пользуются продукты ранней стадии изменения пород. Зональный же метаморфизм проявлен лишь на ограниченных площадях.

Менее отчетливо вырисовываются тенденции изменения характера метаморфических поясов европейского типа. Это может быть связано с отсутствием хорошо изученных поясов такого типа в областях каледонской (или позднедокембрийской) завершённой складчатости и (или) со строгой локализацией зонального метаморфизма в пределах геоантиклиналей первого рода.

§ 2. ТИПЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОЯСОВ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Ранее (Кратц, Глебовицкий, 1972; Кратц и др., 1972) высказывалась мысль, что по многим своим признакам метаморфические пояса позднего докембрия, локализованные в областях байкальской завершённой складчатости, мало отличаются от фанерозойских метаморфических поясов. Имея это в виду, обратимся сразу к рассмотрению комплексов раннего докембрия и сосредоточим основное внимание на описании метаморфических поясов свекофеннского и беломорско-лапландского типов, обладающих многими чертами сходства соответственно с европейским и альпийским типами.

Свекофеннский тип

Метаморфические пояса, в пределах которых широко проявлен зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, характерны для докембрия. Среди соответствующих им комплексов можно отметить нижний протерозой Украинского и Балтийского щитов (Глебовицкий и др., 1971), нижний протерозой Олёкминской и Тукурингурской зон Джугджуро-Становой складчатой области (Неелов и др., 1971), протерозой Хамар-Дабана (Шафеев, 1970) и т.д. Но самым исследованным и ярким из них является безусловно Свекофеннский метаморфический пояс на Балтийском щите.

Наиболее широким распространением на рассматриваемой территории пользуются мощные геосинклинальные толщи, характер разреза которых заметно меняется в латеральном направлении. Это позволило в свое время (Судовиков и др., 1970) расчленить всю область на структурно-формационные зоны (рис.28). Во внешней зоне общая стратиграфическая последовательность толщ устанавливается достаточно надежно благодаря исследованиям как финских, так и советских геологов (Frosterus, 1909; Wegmann, 1929a; Häusen, 1930; Väyrynen, 1933, 1935, 1954; Кратц, 1963; Харитонов, 1966; Предовский и др., 1967; Эскола, 1967; Судовиков и др., 1970, и др.). До сих пор спорным остается вопрос о соотношении обычно относимых к ятулию кварцитов и карбонатных пород, окраинных частей складчатой области и других толщ рассматриваемой территории. По мнению П.Эскола (1967), кварцито-карбонатные толщи несогласно перекрывают породы гранито-гнейсового фундамента, нижнепротерозойскую гимольскую серию и „сменяются вверх по разрезу «калевийскими» сланцами, которые вместе с доломитовыми известняками, кварцитами и офиолитами представляют формацию карельской геосинклинали” (стр.172). Так называемые калевийские сланцы идентичны ладожской серии, которая в районе Северного Приладожья перекрывает толщи основных и средних эффузивов и карбонатных пород, относимых к сортавальской серии. Если присоединиться к точке зрения П.Эскола, которая была им унаследована от Х.Вяюрюнена (Väyrynen, 1954), то необходимо признать примерную синхронность названной серии и ятулия. Однако именно это и является основным дискуссионным моментом. Часть исследователей категорически отвергают такую корреляцию (Кратц, 1963; Шуркин, 1968, и др.). Другие склонны согласиться с такой стратиграфической последовательностью (Харитонов, 1966; Предовский и др., 1967, и др.). К последней группе исследователей принадлежит и автор настоящей работы (Судовиков и др., 1970).

Здесь хотелось бы избежать подробного обсуждения затронутого вопроса, так как его решение не может существенно повлиять на разработку поставленной перед автором проблемы. Поэтому отметим только, что ятулийские или близкие к ним по формационным признакам толщи, являющиеся результатом глубокой дифференциации продуктов интенсивного химического выветривания вблизи стабилизированной области, распространены лишь на окраине Южно-Финляндской складчатой области и не наблюдаются во внутренних ее частях. Это же относится к толщам мономинеральных и силлиманитовых кварцитов, перекрывающих иногда с базальными конгломератами (район Сомкума, Юго-Восточная Финляндия) гранито-гнейсы фундамента и подстилающих в районе г. Куопио толщи основных вулканитов и карбонатных пород, которые несомненно являются аналогами сортавальской серии в Северном Приладожье. Иначе говоря, независимо от решения вопроса о соотношении собственно ятулия - онежской и сегозерской серий (Кратц, 1963)

- и сортавальской серии необходимо констатировать тот факт, что в основании разрезов супракрустального комплекса внешней зоны Южно-Финляндской складчатой области существуют пачки, свидетельствующие о близости относительно консолидированной структуры, которой являлась Центрально-Карельская зона.

Сортавальская серия, имеющая, как правило, незначительную мощность, перекрыта толщами ладожской серии, которая сложна главным образом терригенными породами, всегда обладающими признаками флишевой формации. Это обстоятельство было отмечено еще С. Вегманном (Wegmann, 1929). Обычно ладожская серия разделяется на две толщи, одна из которых (верхняя) отличается от другой (нижней) железисто-глиноземистым составом.

Разрезы, примыкающие к Центрально-Финляндскому массиву внутренних зон Южно-Финляндской складчатой области, обладают существенными отличительными чертами. В районе Юливиески были исследованы складчатые структуры (Salli, 1964), расшифровка которых дает право судить о последовательности толщ. В основании разреза залегают мощные пачки основных и средних (очень редко кислых) эффузивов, которые лишь условно могут относиться к рассматриваемому тектоническому циклу. Вполне возможно, что эти толщи принадлежат нижнему протерозою и коррелируются с гимольской серией Центрально-Карельской зоны. Дело в том, что они перекрыты довольно мощными пачками конгломератов, которые выше по разрезу сменяются флишевой серией, в нижних своих частях имеющей преимущественно граувакковый состав. Венчает разрез мощная толща основных эффузивов. Примерно сходная стратиграфическая последовательность описана А. Симоненом (Simonen, 1953) в зоне Тампере. Центрально-Финляндский массив, по-видимому, представляет собой геосинклиналь в рассматриваемой подвижной области (Кратц, Глебовицкий, 1972). Если это так, то мы находим в нем отдаленный аналог эвгеосинклинальных поднятий Ж. Обуэна.

В южной части Финляндии вдоль побережья Финского залива протягивается специфическая зона, условно выделенная на прилагаемой схеме как внешняя. Сложная складчатость и высокий региональный метаморфизм не позволяют с достаточной надежностью восстановить стратиграфию этой зоны. Однако некоторые особенности вещественного состава распространенных в ее пределах толщ привлекают к себе внимание. По данным М. Хармэ (Harme, 1954), в ядре купольной структуры в районе дер. Мустио (к западу от г. Хельсинки) обнажается



Рис. 28. Структурно-формационные зоны Южно-Финляндской складчатой области.

пачка гнейсов аркозового состава с многочисленными прослоями карбонатных пород, которая перекрыта мощными толщами гранат-кордиеритовых и гранат-биотитовых гнейсов с реликтами ритмичной слоистости.

В районе Ориярви Х.Туоминаном (Tuominen, 1957) была расшифрована структура метаморфических толщ и в этой связи детально охарактеризован расположенный на юге участка купол, в обрамлении которого встречены последовательно сменяющие друг друга полевошпатовые сланцы аркозового состава, карбонатные породы с параамфиболитами, конгломераты и затем кислые и основные эффузивы. Вся эта толща перекрыта обычными для всей зоны биотит-гранатовыми гнейсами, возникшими при метаморфизме флишеидных терригенных осадков.

Наконеп, в районе г.Лахти М.Лехиярви (Lehijarvi, 1962) описал интересный горизонт кварцитов с косою слоистостью и со знаками ряби, которые подстилают гнейсовую толщу и перекрывают гранодиорито-гнейсы. Последние, как можно предположить, представляют собой выход фундамента.

Выходы толщ метаморфизованных аркозов, ассоциирующихся с карбонатными породами, известны и в других участках, но их структурное положение во многих случаях проблематично. Тем не менее приведенных примеров достаточно, чтобы увидеть некоторую общность разрезов внешней зоны северо-восточной окраины Южно-Финляндской области и зоны северного побережья Финского залива.

Изучение последовательности формирования складчатых и разрывных структур в Южно-Финляндской области приводит к заключению о существовании здесь полного деформационного цикла, включающего три главных этапа тектонических движений.

Во время первого этапа деформации (рис.29) были образованы антиклинальные поднятия докарельского фундамента и разделяющие их синклинальные структуры. Обращает на себя внимание тот факт, что эти складки часто имеют линейную форму, несогласны с общим простираем зоны в целом, но параллельны линейным складчатым структурам раннего протерозоя. Такое наследование направлений древних структур расценивалось нами (Судовиков и др., 1970) как результат радиальных движений в анизотропной среде. На самых ранних стадиях структуры, вероятно, имели штамповый характер. Нижние толщи относительно пластичного покрова не подвергались разрывным деформациям, поэтому они всегда непрерывно прослеживаются вокруг выходов гранито-гнейсового основания. Складки первого этапа нельзя рассматривать только как результат действия радиальных сил. По мере увеличения общей амплитуды вертикальных смещений и возрастания пластичности и молодых, и древних пород усиливалось тангенциальное сжатие в направлении от свода поднятия к периферии, что вызывало возникновение зон линейных складок, обрамляющих поднятие. Одна из таких зон была детально изучена в Северном Приладожье, в районе пос.Импиахти и мыса Импииниеми (Судовиков и др., 1970).

Ко второму этапу относится формирование линейной складчатости северо-западного простираения, аналогичным образом ориентированных зон смятия и расланцевания, взбросов и надвигов. Характерной особенностью этих структур является их образование в условиях сильного тангенциального сжатия, направление которого хорошо выдерживается в пределах всей подвижной области и не зависит от ориентировки предшествующих структур. Сквозной характер складчатости предполагает признание идеи сокращения складчатого сегмента во время этого этапа деформаций. А отсюда вытекают некоторые важные для нас следствия. Одним из них является образование в осевой части подвижной области (в данном случае примерно на границе внутренних и внешних зон) сильно сжатых, прямых или слабо запрокинутых складок, детально исследованных в Северо-Западном Приладожье. Характерной чертой их является значительное растяжение крыльев в процессе перемещения материала вдоль кинематической оси „а“ и развитие кристаллизационной сланцеватости осевой поверхности, вдоль которой ориентируется жильный материал мигматитов. Отсюда ясно, что выжимание материала вверх (а это является выражением начальной стадии частной инверсии интрагеосинклинального прогиба) происходило одновременно с относительно ранними стадиями ультраметаморфизма.

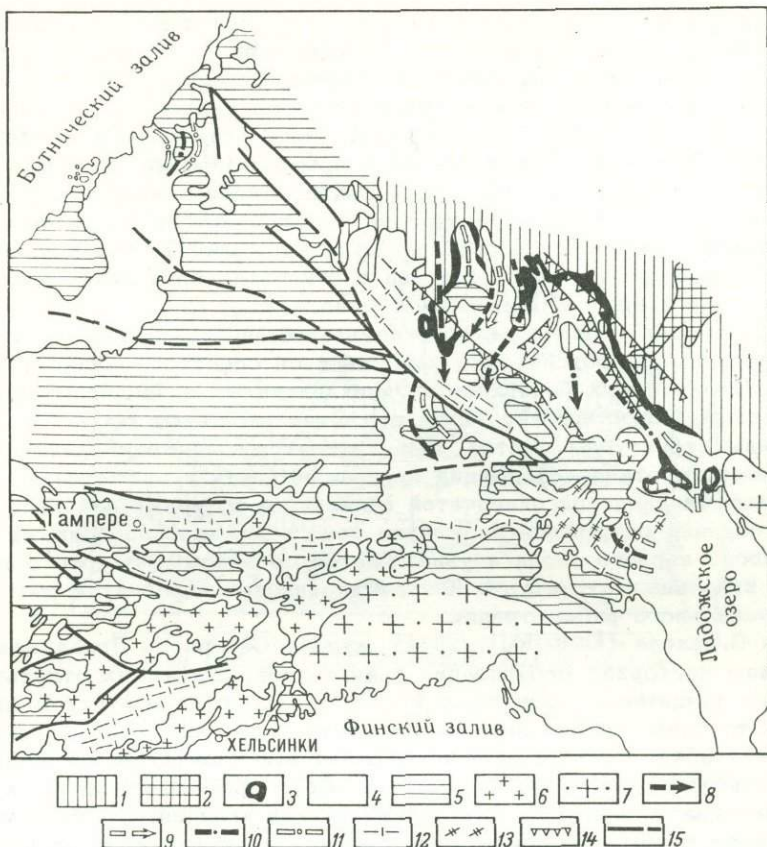


Рис.29. Структура Южно-Финляндской складчатой области.

1 - докарельский фундамент; 2 - раннекарельские толщи (аналоги гимольской серии); 3 - горизонты метакогномератов, кварцитов, основных метавулканитов, карбонатных пород ятулия и сортавальской серии; 4 - кристаллические сланцы и гнейсы (преимущественно флишевые толщи) ладожской серии и ее аналогов; 5 - области распространения соскладчатых (синхронных с главной, второй, стадией деформационного цикла) гранитоидов; 6 - области распространения позднекладчатых (синхронных с поздней, третьей, стадией деформационного цикла) гранитоидов; 7 - граниты-рапакиви. Осевые линии: 8 - антиклиналей, 9 - синклиналей первой стадии деформационного цикла, 10 - антиклиналей, 11 - синклиналей второй стадии деформационного цикла; 12 - ориентировка прочих складок второй стадии деформационного цикла; 13 - ориентировка кинк-зон третьей стадии деформационного цикла; 14 - надвиги и пологие взбросы; 15 - крутопадающие взбросы второй и третьей стадий деформационного цикла.

Вторым важным следствием общего тангенциального сжатия и значительно сокращения складчатого сегмента является возникновение опрокинутых в сторону Центрально-Карельской зоны и лежащих изоклинальных складок, а также надвигов и взбросов в периферических частях подвижной области. Такие структуры были описаны в районе г.Сортавала (Судовиков и др., 1970). Они несомненно существуют в зоне юго-западнее Оутокумпу (рис.29). Вывод о существовании лежащих складок и надвигов не является новым. П.Эскола (1967),

основываясь на многочисленных данных, специально подчеркивал эту особенность тектоники Южно-Финляндской области и обращал внимание на то, что по этому признаку она близка к подвижным поясам альпийского типа. Однако тектонические покровы, о которых идет речь, несоизмеримы по масштабам с альпийскими. Кроме того, после развития надвигов в Северном Приладожье не происходили столь существенные складчатые деформации, какие, например, имели место в Аппалачской складчатой системе. Это необходимо иметь в виду при анализе связи петрогенетических особенностей метаморфизма со структурой.

Третий этап деформаций включает образование мелких складок, осевые поверхности которых ориентированы поперечно или диагонально по отношению к структурам второго этапа, зон расслаивания, повторной мигматизации и агматитизации, являющихся разрывами в среде с относительно низкой вязкостью, и, наконец, куполов Южной и Центральной Финляндии.

Все эти деформации являются непосредственным продолжением тектонических движений второго этапа, обусловлены ими, являясь следствием пластического течения масс вдоль осевых поверхностей изоклинальных складок субширотного и северо-западного простираний. Такие движения вызывают осевое по отношению к последним структурам сжатие. Именно поэтому малые складчатые формы и кинк-зоны второго этапа деформаций проявлены почти исключительно в осевых зонах Южно-Финляндской складчатой области, в то время как на ее северо-восточной окраине разрывные нарушения такого же типа появляются непосредственно после первого этапа и увязываются со вторым. Вопрос о времени формирования купольных структур в Южно-Финляндской складчатой области заслуживает специального рассмотрения.

По мнению П.Эскола (Eskola, 1949), купола Северного Приладожья являются следствием повторной мобилизации гранитоидов, славивших отдельные массивы в древнем фундаменте карелид, и представляют собой структуры диапироидного типа. Эта точка зрения была подвергнута серьезной критике со стороны Н.Г.Судовикова (1954), который интерпретировал эти структуры как блоки основания, обособившиеся на относительно поздних стадиях тектонических движений. Не останавливаясь подробно на анализе данной концепции, отметим только справедливость ее в том отношении, что в северолодожских куполах действительно нет признаков диапиризма. Они явились следствием многократной складчатой деформации гранито-гнейсов фундамента и ладожского комплекса. При этом открытые складки ранних стадий пересекаются мелкими надвигами.

Иной характер соотношений между куполами и структурами разных генераций наблюдается в Южной Финляндии. Показательным в этом отношении является район месторождения Ориярви, где Х.Туоминеном (Tuominen, 1957) были проведены детальные геофизические и структурно-геологические исследования, на основании которых Ориярвинский купол был интерпретирован как диапир, поднимавшийся во время третьего этапа деформаций и деформировавший линейные складки субширотного простирания.

Для всей Южной Финляндии характерно широкое развитие диапироидных куполов, которые детально были описаны Э.Кранком (Kranck, 1957). В ядрах этих структур обнажаются типичные для данного региона граниты, резко обогащенные калием (Simonen, 1960a). В Северном Приладожье аналогичные по составу образования встречены в районе пос. Кузнечного и о. Койонсаари. Было отмечено, что они обладают явными эруптивными контактами и внедряются после формирования зон расслаивания и разрывов северо-восточного простирания (Судовиков и др., 1970). Это дает основание связывать образование массивов этих гранитов, а вместе с ними и диапироидных структур с третьим этапом деформаций.

Южно-Финляндская складчатая область представляет собой классический регион развития зональности андалузит-силлиманитового типа (рис.30). Степень изменения пород варьирует от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Исследование соотношения кристаллизации критических минералов и их парагенезисов со стадиями деформаций показывает, что высокотемпературный метаморфизм накладывается на структуры второго этапа. Подтверждением этому может служить тот факт, что минеральная линейность, ориентированная по направлению переме-

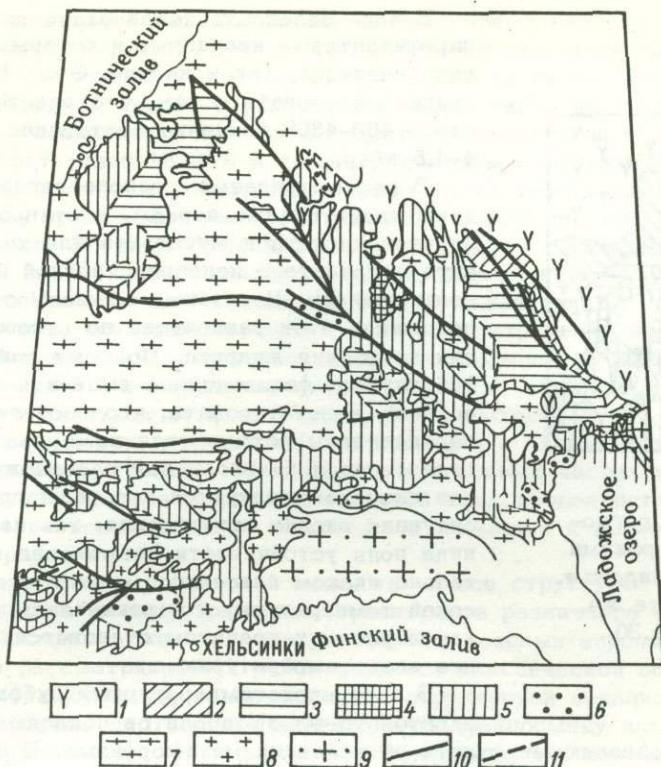


Рис.30. Зоны регионального метаморфизма в Свеккофенском метаморфическом поясе.

1 - гранито-гнейсы, гнейсы и кристаллические сланцы амфиболитовой фации (досвеккофенский метаморфизм).

Зоны: 2 - фации зеленых сланцев; 3 - ставролитовых; 4 - гранат-силлиманит-биотит-мусковитовой; 5 - гранат-силлиманит-кордиерит-ортоклазовых субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов; 6 - гранулитовой фации; 7 - области распространения складчатых гранитоидов; 8 - области распространения позднескладчатых гранитоидов; 9 - граниты-рапакиви; 10 - крупные взбросы и надвиги; 11 - границы метаморфических зон.

шения тектонических покровов, выражена такими минералами, как куммингтонит и силлиманит, а в более южных районах гиперстен располагается параллельно шарнирам изоклинальных складок северо-западного простирания, с развитием которых и связывается возникновение покровов на севере.

Обращает на себя внимание тот факт, что изограды ставролита и силлиманита в Северном Приладожье (рис.31), пересекая сортавальскую группу поднятий (на западе участка), окаймляют с севера Питкярантскую группу поднятий (на востоке). Это можно объяснить, если учесть некоторые особенности структуры. Сортавальские выступы во время второго этапа тектонических движений испытали интенсивное тангенциальное сжатие, частично были сорваны со своих корней и перемещены на север по надвигам. При этом они не испытали заметного воздымания. Вместе с тем в Питкярантской группе поднятий имеются элементы структур, указывающие на подъем гранито-гнейсовых ядер на поздних стадиях тектонических движений, что и приводило к деформации изотермических поверхностей.

Рассмотрим некоторые петрологические особенности метаморфизма в Южно-Финляндской складчатой области.

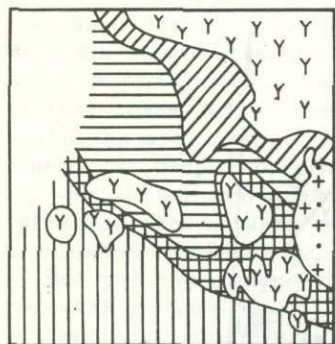


Рис.31. Зоны регионального метаморфизма в Северном Приладожье. Обозначения те же, что на рис.30.

В зоне зеленосланцевой фации встречаются пиррофиллитовые кварциты, в которых появляется как андалузит, так и кианит. Этот факт может свидетельствовать о том, что при температуре около 450–480° давление составляло примерно 4–4.5 кбар.

В рассматриваемом районе нигде не были найдены хлоритовые породы, и ставролит возник за счет хлорита и мусковита или хлорита, мусковита и граната в непосредственной близости от зоны граната. Нет также возможности определить положение этих равновесий по отношению к реакции появления жедрита. Поэтому зону эпидот-амфиболитовой фации нельзя выделить на карте. Можно лишь констатировать, что соответствующие ей парагенезисы встречаются лишь возле изограды ставролита и близко к ней расположенной, но более низкотемпературной изограды граната. Эта ситуация вполне естественна, так как нижняя граница поля устойчивости алмандина при относительно низком давлении смещается в сторону высокой температуры, а парагенезисы жедрита с кордиеритом и гранатом становятся, наоборот, более низкотемпературными.

В зоне низкотемпературных субфаций фации кумингтонитовых амфиболитов появляются интересные парагенезисы, позволяющие судить об условиях метаморфизма. В их числе прежде всего следует упомянуть ассоциацию ставролита с кордиеритом в калиевых метапелитах, что свидетельствует о кристаллизации примерно при 4 кбар. При этом в таких сланцах часто наблюдаются реакционные соотношения минералов, говорящие о тенденции к смещению равновесия ставролит + кварц = гранат + кордиерит + андалузит и ставролит + биотит + кварц = гранат + кордиерит + мусковит вправо (одновременное замещение ставролита кордиеритом и андалузитом, образование нового мусковита и сохранение устойчивости граната). Это может указывать на условия, переходные между ставролит-кордиерит-биотит-мусковитовой и кордиерит-ставролит-гранатовой субфациями, что отвечает 4–4.5 кбар.

Об относительно низких значениях давления в зонах среднетемпературного метаморфизма свидетельствует не только повсеместное отсутствие кианита, но и устойчивость ассоциации кордиерита с алмандином и сосуществование жедрита исключительно с кордиеритом и гранатом (но не со ставролитом и не с одной из модификаций Al_2SiO_5).

Наиболее точную информацию о величине давления при метаморфизме можно получить при анализе парагенезисов в участках перехода от среднетемпературных к высокотемпературным зонам (около 630–660°). Ставролит исчезает в поле устойчивости силлиманита, а ставролит-андалузит-биотит-мусковитовая субфация (рис.19, 6) сменяется гранат-силлиманит-биотит-мусковитовой (рис.19, 9), что возможно при давлении около 4.8 кбар. В Северном Приладожье выделяется достаточно широкая зона последней субфации. Вероятно, она существует и в других участках Южно-Финляндской складчатой области (например, в районе Куопио), однако степень изученности метаморфизма не столь высока, чтобы можно было бы повсеместно выделять зону, соответствующую столь узкому интервалу температур.

Появление мигматитов (начало плавления гранитоидов) в Северном Приладожье происходит на границе гранат-силлиманит-биотит-мусковитовой и гранат-кордиерит-ортоклазовой субфаций, что определяет величину давления примерно в 4.5 кбар. В то же время ассоциация андалузита с гранатом, кордиеритом, биотитом и калиевым полевым шпатом, хотя и встречается в зоне мигматизации (Судовиков и др., 1970), но крайне редка. Поэтому можно говорить о том, что давление редко опускалось ниже 4 кбар.

Менее надежно оценивается давление в высокотемпературной части фации куммингтонитовых амфиболитов и в гранулитовой фации. Повсеместное развитие парагенезисов гранат-кордиерит-ортоклазовой (а не биотит-силлиманит-кварцевой) субфации говорит о том, что давление нигде не превышало 6 кбар. Содержание магнезиального минала в гранате, ассоциирующемся с кордиеритом, обычно составляет 18-25% в самых высокотемпературных зонах, что свидетельствует в пользу давлений, значительно более низких, чем указанная величина. Правда, существуют данные о гранатах с 30% пироба (Лебедев, 1964), однако они редки. Роговые обманки, ассоциирующиеся с куммингтонитом или гиперстеном в плагиоклазосодержащих породах, близки к эдениту (Судовиков и др., 1970), что также можно связывать с низким давлением.

Таким образом, все существующие данные по петрологии метаморфических пород Южно-Финляндской складчатой области указывают на изобарический характер возникающей в ее пределах метаморфической зональности и на то, что давление могло меняться от 4 до 5 кбар, редко выходя за эти пределы. Это вполне естественно, так как зональность возникла в период частной инверсии интрагеосинклиналей, связана с воздыманием в осевых частях этих структур, что и обуславливало возрастание конвективной теплопроводности в земной коре, возникновение положительной термической аномалии и горизонтального температурного градиента.

Свекофеннский метаморфический пояс, как и все структуры подобного рода, отличается широким распространением гранитоидов различного состава и генезиса и в этом смысле сходен с фанерозойскими поясами европейского типа. Вместе с тем рассматриваемый район является классической областью проявления ультраметаморфизма, закономерности структурной локализации которого хорошо исследованы. Это создает необходимую предпосылку для выявления роли всех этих процессов в формировании метаморфических поясов.

Процессы ультраметаморфизма проявлены в зонах линейной складчатости северо-западного и субширотного простирания и накладываются на надвиги северо-восточной части Южно-Финляндской складчатой области. Граница зоны мигматизации, или гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации, проходит вдоль фронтальной части тектонических покровов; перемещение последних обусловило возникновение перед ними прерывистых зон смятия, которые накладываются на складки первого этапа тектонических движений, сминающих немигматизированные толщи. Во многих участках Северо-Западного Приладожья можно наблюдать, что жильный материал мигматитов располагается вдоль осевых поверхностей изоклинальных складок второго этапа деформаций. Таким же образом ориентированы наиболее ранние из известных зон агматитизации. Все это свидетельствует об определенной связи интенсивного ультраметаморфизма со вторым этапом тектонических движений. Этому моменту предшествует внедрение гранитов сортавальского типа, которые относятся к трондземитовой формации (Simonen, 1960a), широко распространенной на территории Южно-Финляндской складчатой области, а также возникновение порфиробластических кварцевых диоритов и плагиогранитов, которые рассматривались Н.Г. Судовиковым (1967) как результат метасоматической переработки биотито-амфиболовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев. К категории ранних гранитоидов, по-видимому, относятся гиперстеновые плагиограниты, отнесенные А. Симоненом (Simonen, 1960a) к так называемой чарнокитовой формации.

Синхронными с мигматизацией второго этапа деформационного цикла являются плагиомикроклиновые гранитоиды, пользующиеся наиболее широким распространением в рассматриваемом метаморфическом поясе и объединенные А. Симоненом (Simonen, 1960a) в гранодиорит-гранитную формацию.

Ультраметаморфизм и гранитообразование продолжались и во время третьего этапа деформаций, когда происходило обособление гранитоидного жильного материала мигматита в зонах рассланцевания, ориентированных поперечно и диагонально по отношению к осевым поверхностям складок второго этапа. Одновременно с этим или позже происходило становление массивов существенно калиевых гранитоидов, особенно типичных для южной внешней зоны, протягивающейся вдоль побережья Финского залива.

Таким образом, на территории Южно-Финляндской складчатой области можно выделить три стадии гранитообразования (диорит-трондземитовая, гранодиорит-гранитная, гранитная) и две стадии мигматизации, связанные соответственно со вторым и третьим этапами деформационного цикла. Правомочность выделения двух стадий ультраметаморфизма подтверждается тем фактом, что мигматиты разных генераций разделены внедрением даек основных и средних пород, благодаря чему проявляется так называемый эффект Седерхольма (будинаж даек, пересекающих мигматиты), отмечаемый П.Эскола (1967) для всего прибрежного района Финляндии. В свое время такие наблюдения были положены в основу выделения свекофеннид как зоны древней (архейской) завершенной складчатости (Sederholm, 1916; Ramsay, 1909; Эскола, 1967). Однако „эффект Седерхольма“ свойствен всей Южно-Финляндской складчатой области. На территории же Южной Финляндии будинаж даек наблюдается значительно чаще, чем в других местах, просто потому, что там вторая стадия ультраметаморфизма проявлена интенсивно.

Наконец, в заключение коротко коснемся поздних, так называемых постмигматитовых явлений, среди которых наибольшего внимания заслуживают кислотное выщелачивание и сопряженные с ним процессы метасоматоза и метаморфической дифференциации.

Из выделенных С.П.Кориковским (1967) фаций кислотного выщелачивания на рассматриваемой территории наиболее обычными являются образования, относящиеся к силлиманит-кварцевой, мусковит-кварцевой и андалузит-кварцевой фациям. Эти породы слагают небольшие тела, тяготеющие, как правило, к замкам складок или к сланцеватости осевой поверхности. Однако иногда преобразования подобного рода проявляются в значительных масштабах. В этом случае выносимые при выщелачивании сильные основания концентрируются во внешних частях зональных метасоматитов либо образуют самостоятельные крупные тела. Следствием дифференциальной подвижности компонентов является возникновение геохимически разнообразных метасоматитов, среди которых наибольший интерес представляют существенно магниезиальные породы, развитые в районах сульфидных полиметаллических и медноколчеданных месторождений Финляндии и Швеции (Глебовицкий, Турченко, 1970). Типичными парагенезисами этих пород являются кордиерит, антофиллит в районе Ориярви (Eskoла, 1915) и жедрит, гранат, кордиерит в районе Пюхасалми. Аналогичные метасоматиты описаны в Швеции под названием „скёли“, где их связывают с постмагматическим магниезиальным метасоматозом. Однако Д.С.Коржинский (1955) подметил связь скёлей с кислотным выщелачиванием и объяснил их генезис обогащением так называемым перемещенным инертным компонентом, в данном случае MgO , обладающим низкой подвижностью по отношению к другим основаниям. Скёли характеризуются более разнообразными парагенезисами, чем метасоматиты Ориярви и Пюхасалми. В частности, отмечаются парагенезисы с участием хлорита, граната наряду с ассоциациями жедрита, кордиерита, что связано с их низкотемпературностью.

Изучение метасоматической зональности в участках проявления кислотного выщелачивания позволяет построить следующий ряд подвижности компонентов: H_2O , K_2O , Na_2O , CaO , FeO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 . Обращает на себя внимание инертное поведение MgO , что, по мнению Н.И.Пинаевой (1970), является отличительной чертой метасоматоза, проявленного в связи с малоуглубленным региональным метаморфизмом.

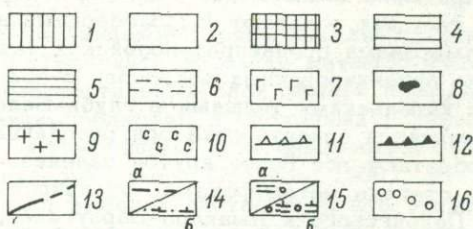
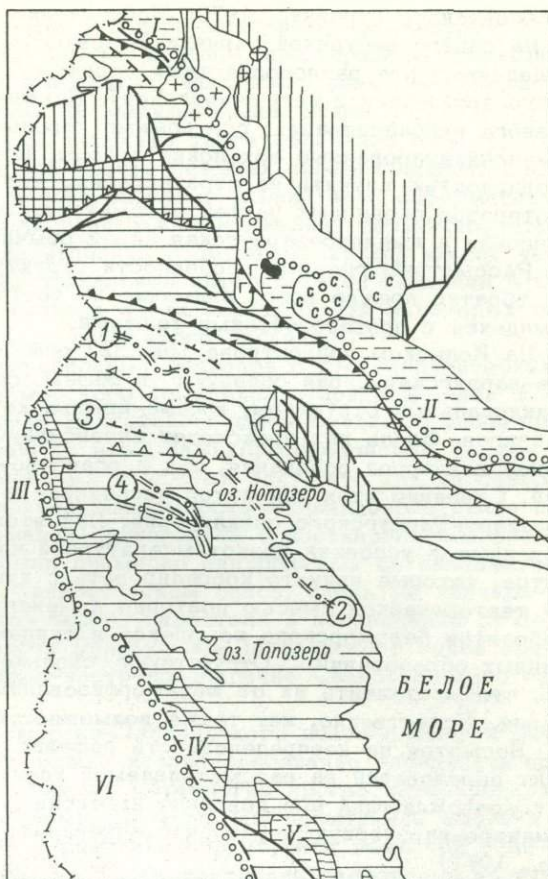
Беломорско-Лапландский тип

Беломорско-Лапландский тип метаморфических поясов во многом близок к альпийскому (уральскому) типу. Вместе с тем раннедокембрийские метаморфические пояса вообще и Беломорско-Лапландский в частности обладают специфическими чертами, что заставляет рассматривать их отдельно друг от друга.

Беломорско-Лапландский метаморфический пояс (рис.32) обособляется в качестве самостоятельной структуры на рубеже раннего и среднего протерозоя (Глебовицкий и др., 1971). Эта область отличается от свекофеннид значительно

Рис.32. Схема структур Беломорско-Лапландской складчатой зоны.

1 - кольская серия; 2 - поля гранито-гнейсов; 3 - лапландские гранулиты; 4 - беломорский комплекс; 5 - парандовская, тунгудско-надвоицкая, тикшозерская серии нижнего протерозоя; 6 - сегозерская, печенгская и имандро-варзугская серии среднего протерозоя; 7 - габброиды; 8 - гипербазиты; 9 - постскладчатые граниты; 10 - нефелиновые сиениты и связанные с ними породы; 11 - надвиги; 12 - пологозалегающие взбросы; 13 - крутые взбросы; 14 - антиформные структуры с круто (а) и полого (б) залегающими осевыми поверхностями; 15 - синформные структуры с круто (а) и полого (б) залегающими осевыми поверхностями; 16 - граница Беломорско-Лапландского метаморфического пояса.



большой эродированностью, так что в центральной ее части практически не сохраняются протерозойские толщи, что лишает нас возможности проследить латеральные изменения осадочно-вулканогенных формаций и наметить структурно-формационные зоны в пределах рассматриваемого геотектонического региона. Стратиграфия протерозоя периферических частей Беломорско-Лапландского пояса исследована с большой детальностью. На юго-западной его окраине обособлено трехчленное деление карельских толщ (нижнего и среднего протерозоя), подобное тому, которое существует для западной и центральной Карелии, где выделяются (снизу вверх) вулканогенные и осадочно-вулканогенные лептитовые толщи с залежами железистых кварцитов (гимольская серия), андезитовая и диабаз-спилитовая формация (большезерская серия), конгломератовые сарилийские и кварцито-песчанниковые ятулийские толщи (сегозерская серия), представляющие орогенный этап развития геосинклинального пояса (Кратц, Чернов, 1971).

Стратиграфическими и формационными аналогами перечисленных толщ являются парандовская, тунгудско-надвоицкая и ятулийская серии Восточно-Карельской зоны. Менее ясно стратиграфическое положение тикшозерской серии северной Карелии, которая лишь с известной долей условности может быть сопоставлена с тунгудско-надвоицкой серией, а в верхних своих частях - с ятулием

(Московченко, Турченко, 1970; Московченко, 1971).

На северо-восточной окраине Беломорско-Лапландского пояса в протерозое выделяются две разновозрастные серии: тундровая и имандро-варзугская (или коррелирующаяся с нею печенгская). Первая из них изучалась в зонах интенсивного рассланцевания, где помимо карельских толщ встречаются сильно blastомилонитизированные архейские породы. Все это помешало с необходимой достоверностью изучить ее стратиграфию, что затрудняет корреляцию нижнего протерозоя окраинных частей рассматриваемого пояса и других регионов. Печенгская и имандро-варзугская серии обычно относятся к среднему протерозою.

Рассмотрим главные особенности структуры Беломорско-Лапландского пояса, обратив прежде всего внимание на соотношение архейского беломорского комплекса с протерозойскими толщами.

На Кольском полуострове (рис.32) среднепротерозойские печенгская и имандро-варзугская серии образуют в общем сравнительно простые брахиформные синклиналильные структуры, южные крылья которых срезаны сериями взбросов и надвигов. Вдоль них происходят интенсивная blastомилонитизация и рассланцевание как пород основания, так и осадочно-вулканогенных толщ названных серий. Строение этих зон автор исследовал в западной приимандровской части Имандро-Варзугского синклинория. При этом оказалось, что толщи, метаморфизованные в условиях низкотемпературной части фации альмандиновых амфиболитов, которые принято коррелировать с тундровой серией, являются по существу тектонической смесью повторно измененных гнейсов, гранито-гнейсов и амфиболитов беломорского комплекса и супракристалльных терригенных и вулканогенных образований. Отсутствуют сколько-нибудь надежные критерии для того, чтобы отличить их от метаморфизованных вулкаников имандро-варзугской серии. Естественно, нет также возможности доказать их тождественность.

Несмотря на неопределенность решения вопроса о наличии раннепротерозойских образований на рассматриваемой территории, ясно то, что рассланцевание и сопровождающий его довольно интенсивный метаморфизм накладываются на имандро-варзугскую серию, что определяет возраст структуры (Глебовицкий и др., 1971).

Примерно аналогичное строение имеет южная часть Печенгского синклинория, где, как полагают В.Г.Загородный и сотрудники (1967), возрастает степень метаморфизма среднепротерозойских толщ по мере приближения к серии субширотно ориентированных взбросов. В обоих случаях по мере удаления от контакта с карельскими толщами в глубь Беломорско-Лапландского пояса закономерно меняется ориентировка зон рассланцевания и blastомилонитизации, которые приобретают все более крутое падение. Параллельно в этом направлении меняется степень метаморфизма от эпидот-амфиболитовой фации на южных окраинах Печенгского и Имандро-Варзугского синклинориев до гранат-кианит-биотит-мусковитовой субфации фации альмандиновых амфиболитов через промежуточные зоны ставролит-кианит-биотит-мусковитовой и, возможно, ставролит-жедритовой субфаций.

На юго-западной окраине Беломорско-Лапландской зоны устанавливается, что гнейсы, гранито-гнейсы и кристаллические сланцы беломорского комплекса участвуют в совместных деформациях с толщами, относимыми по крайней мере ко второму структурному ярусу карелид (тунгудско-надвоицкая серия). Вероятным кажется предположение о том, что в эти же движения были вовлечены и среднепротерозойские толщи. С наибольшей достоверностью этот вопрос решается на материале по району Кукас-озера в северной Карелии (Московченко, 1971). Образования беломорского и карельского комплексов здесь испытывали трехкратную совместную деформацию. Реконструкция наиболее ранних складчатых структур (F_1) указывает на то, что они имели северо-западное простирание осевых поверхностей, параллельное простиранию складчатой системы в целом. Второй этап деформаций обусловил возникновение складок (F_2) с разнообразной ориентировкой осевых поверхностей и шарниров, что может быть связано с изменениями на площади ориентировки плоскостных и линейных тектонических элементов первого этапа и с неоднородностью деформируемого комплекса, вызвавшей возникновение локальных полей напряжения. Третий этап

деформации проявился в образовании складок с северо-восточным, т.е. поперечным по отношению к ориентировке складчатой системы в целом, простиранием осевых поверхностей. Характерна эволюция от сильно сжатых, чаще всего изоклинальных складок в ранние периоды, к открытым формам на заключительном этапе.

Необходимо отметить, что сложность структур тангенциального сжатия, возникновение в это время опрокинутых или просто лежащих складок лишают нас возможности достоверно выделять в районе оз. Кукас ранний этап деформационного цикла, когда доминирующими были радиальные движения. Возможно, что выражением деформаций этого периода являлись облекаемые купола южной части Беломорид (Горлов, 1967). Однако правильная интерпретация генезиса этих структур в значительной степени затруднена из-за нерешенности некоторых вопросов стратиграфии раннедокембрийских толщ этого региона.

Не затрагивая здесь сложных дискуссионных вопросов о стратиграфических соотношениях карельских толщ и беломорского комплекса и присоединяясь к принятому большинством исследователей Балтийского шита мнению о более древнем возрасте последнего по отношению ко всем нижнепротерозойским сериям, обратим лишь внимание на тот несомненный и важный факт, что как на северо-восточной, так и на юго-западной окраинах Беломорско-Лапландского пояса последние и весьма интенсивные деформации происходили в посткарельское время, а также на то, что эти деформации были примерно синхронными со складчатостью и зональным метаморфизмом в Свекофенском поясе. Здесь же подчеркнем, что степень метаморфизма в этот период нарастала в направлении от Центрально-Карельской зоны к осевой части Беломорско-Лапландского пояса точно так же, как мы наблюдали на северо-восточной окраине Свекофенского пояса.

Структура внутренних частей Беломорско-Лапландского пояса сложна и разнообразна. Далеко не во всех случаях можно вполне однозначно определить время образования складок и разрывов. Даже их морфология иногда интерпретируется неодинаково разными исследователями. Поэтому мы попытались выбрать из имеющихся в литературе гипотез о строении и структурной эволюции беломорид те, которые могут быть увязаны в общую, внутренне непротиворечивую схему.

В северо-западной части Беломорско-Лапландского пояса выделяется своеобразный комплекс лапландских гранулитов (Гранулитовая фация метаморфизма, 1972). Существовало мнение, что это самостоятельный блок земной коры, сильно приподнятый по отношению к окружающим областям и сложенный глубинными образованиями, близкими по степени метаморфизма и по физическим свойствам к базальтовому (или гранулито-базитовому) слою (Жданов, 1966). Этот комплекс действительно обладает аномально высокой плотностью, что прежде всего связано с его метаморфизмом, осуществляющимся в условиях повышенного давления (Глебовицкий и др., 1971). По данным Л.А. Прияткиной (Гранулитовая фация метаморфизма, 1972), такие изменения контролируются глубинными разломами, выраженными на поверхности зонами рассланцевания. При этом специфическим минералообразованием сопровождаются лишь полого ориентированные зоны, которые интерпретировались как серии надвигов гранулитов Центрально-Кольского блока (расположенного непосредственно к северу от Беломорско-Лапландского пояса) на толщи беломорского и карельского* комплексов (Gaertner, 1962; Глебовицкий и др., 1971).

Ширина зоны рассланцевания, сопровождающаяся гранулитовым метаморфизмом повышенных давлений, составляет примерно 25 км. На севере она падает под стратифицированный комплекс архейских пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации умеренного давления. На юге эта зона, сохраняя то же падение, „перекрывает“ гнейсы и гранито-гнейсы беломорского комплекса, а также кианит-ставролитовые и амфиболовые сланцы нижнего протерозоя в районе Корва-тундры. Не совсем ясны взаимоотношения зон рассланцевания и бластомилонитизации, ограничивающих на северо-востоке выходы лапландского гранулитового комплекса, и рассмотренных только что зон. Можно лишь предполагать более позднее образование первых.

* Имеются в виду сланцы района Корва-тундры.

Как уже отмечалось выше, система надвигов и взбросов южной окраины Имандра-Варзугского синклиория юго-западнее сменяется крутопадающими зонами расланцевания, которые далее приобретают обратное падение (рис.32). Здесь они ограничивают с севера Енскую синформную структуру, строение которой было детально исследовано В.Л.Дуком (1967). Как выяснилось позже при крупномасштабном картировании отдельных участков этого района (Эз, 1968), В.Л.Дук изучал наиболее поздние и в то же время наиболее существенные этапы деформаций, определивших общий структурный план данного региона. Следует также подчеркнуть, что эти поздние деформации были настолько интенсивны, что реконструкция ранней складчатости в настоящее время невозможна. Можно лишь констатировать ее существование.

Характерной особенностью Енской синформной структуры является наличие двух пересекающихся систем складок северо-западного и северо-восточного простирания, которые рассматривались или как результат двух эпох диастрофизма (Судовиков, 1939), или как следствие продольного сжатия главных складок северо-западного простирания (Шуркин и др., 1962). Решая эту альтернативу, В.Л.Дук пришел к правильному выводу о более позднем образовании складок северо-восточного простирания, но вследствие дальнейшего развития ранних деформаций в условиях сохраняющейся юго-западной ориентировки главных сжимающих напряжений. Заключительная стадия деформаций выразилась в образовании мелких складок с северо-западной ориентировкой осевых поверхностей.

Складчатые структуры Енского района обладают некоторыми важными морфологическими чертами. Структуры северо-западного простирания сильно сжаты, часто изоклиналины. Их осевые поверхности полого падают на северо-восток. На крыльях развиваются разрывы типа надвигов, самый крупный из которых установлен на южном крыле рассматриваемой синформной структуры (рис.32). Он разделяет две толщи, существенно отличающиеся характером метаморфических преобразований и плутоническими породами, пространственно ассоциирующимися с супракристалльными толщами. В „нижней“ толще встречаются реликтовые парагенезисы гранулитовой фации (двупироксеновые кристаллические сланцы и плагиогнейсы), диафторированной в условиях гранат-кианит-биотит-мусковитовой и гранат-кианит-ортоклазовой субфаций фации альмандиновых амфиболитов. В „верхней“ толще наблюдаются только поздние минеральные парагенезисы. Доскладчатые габброиды и гиперстеновые диориты ассоциируют исключительно с „нижней“ толщей. Наличие надвига, подобного описанному выше, можно предполагать в районе северного берега оз.Нотозера. По нему породы „нижнего“ полиметаморфического комплекса надвинуты на толщи, слагающие ядро лоухской синформной структуры.

Таким образом, в северной части Беломорско-Лапландского пояса существуют лежащие изоклиналинные складки и тектонические покровы, которые, судя по всему, перемешались в период образования главных для всего пояса северо-западных структур в направлении на юг и юго-запад из зоны, выделенной как зона воздымания (рис.32).

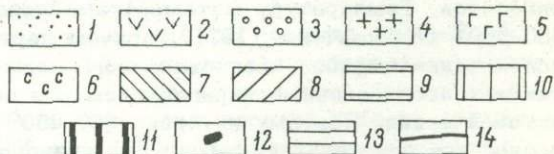
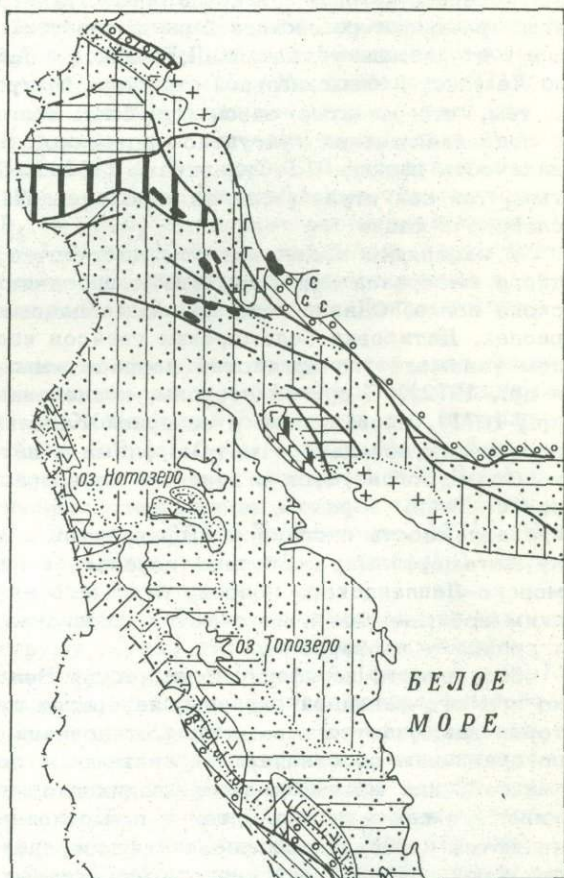
Характерной чертой более поздних по отношению к северо-западным структурам складок северо-восточного простирания является их опрокидывание на юго-восток. Такая особенность их морфологии отличает поздние стадии последнего деформационного цикла, проявленного в беломорско-лапландском поясе, от того, что наблюдается в Свеккофенском поясе. Это важно учитывать при выявлении причин проявления метаморфизма того или иного петрогенетического типа.

Принятая здесь тектоническая схема, согласно которой деформации тикшо-зерской серии в северной Карелии, образование зон расланцевания вдоль взбросов и надвигов на границе Имандра-Варзугского синклиория и формирование северо-западных и северо-восточных складок в зоне Енской синформной структуры происходят одновременно, не является общепринятой. Однако эта схема, как представляется автору настоящей монографии, не противоречит имеющемуся фактическому материалу, так как речь идет о корреляции структур, во всех случаях отражающих самые поздние этапы развития и, что самое главное, позволяет наиболее удовлетворительно объяснить возникновение метаморфической зональности в периферических частях Беломорско-Лапландского пояса, а точнее нарастающие степени метаморфизма от периферии к центру.

Как это следует из рассмотрения данных по стратиграфии и структуре, Беломорско-Лапландский пояс сложен породами, принадлежащими к разновозрастным комплексам, часть из которых несет явные следы полиметаморфизма. В следующей главе мы остановимся на характеристике главных этапов метаморфизма на Балтийском щите. В этом разделе будут освещены те метаморфические явления, которые специфичны для данного пояса (рис.33).

Рис.33. Зоны регионального метаморфизма в Беломорско-Лапландском поясе.

1 - беломорский комплекс архея; 2 - парандовская, тунгудско-надвоицкая, тикшозерская серии нижнего протерозоя; 3 - сегозерская, печенгская, имандро-варзугская серии среднего протерозоя; 4 - послескладчатые граниты; 5 - габброиды; 6 - нефелиновые сиениты. Зоны: 7 - мусковит-хлоритовой, 8 - биотит-мусковитовой субфации зеленых сланцев; 9 - ставролитовых, 10 - гранат-кианит-биотит-мусковитовой и гранат-кианит-биотит-ортотлазовой субфаций альмандиновых амфиболитов; 11 - гранулиты лапландского типа; 12 - тела эклогитов; 13 - породы кольской серии (гранулитовая фация); 14 - разрывные нарушения.



Проблема лапландских гранулитов рассматривалась подробно в специальной работе (Гранулитовая фация метаморфизма, 1971), где подчеркивалось, что существуют геологические и геохронологические данные о более молодом возрасте этого метаморфизма по отношению к метаморфизму кольской серии. Действительно, перекристаллизация с образованием парагенезисов повышенных давлений (алюминиевый ортопироксен + магнезиальный гранат + кислый плагиоклаз, клинопироксен со значительной примесью жадеита + существенно магнезиально-кальциевый гранат, ортопироксен + силлиманит + гранат, шпинель + кварц, при отсутствии кордиерита и высокой магнезиальности граната) осуществляется в зонах рассланцевания вдоль надвигов гранулитов средней глубинности на породы беломорского и карельского комплексов, т.е. в структурах, наложенных на протерозойские толщи. По данным А.И.Тугаринова и др. (1968),

возраст гранулитов Лапландии, определенный уран-свинцовым методом, составляет 1980 млн лет. Отсюда и был сделан вывод, что заложение глубинных разломов, выражением которых на поверхности являются зоны рассланцевания, и метаморфизм происходили на рубеже раннего и среднего протерозоя.

Беломорско-Лапландский метаморфический пояс является классической областью проявления метаморфической зональности кианит-силлиманитового типа (рис.33). При этом существуют неопровержимые доказательства наложения неоднородного метаморфизма на все без исключения нижнепротерозойские толщи, включая тунгудско-надвоицкую серию, которая слагает второй структурный ярус карелид, относясь к позднему этапу раннепротерозойского периода развития. Не столь ясно отношение этих процессов к ятулийским толщам. Ю.П.Богданов и А.С.Воинов (1971), анализируя материал по Лехтинской синклинали центральной Карелии, пришли к заключению о том, что развитые здесь ятулийские толщи метаморфизованы совместно с подстилающей их тунгудско-надвоицкой серией, и подтвердили тем самым правильность вывода Н.Г.Судовикова (1934). Однако вопрос все же остался открытым, так как ятулий, слагая ядро синклинали, целиком располагается в зеленосланцевой фации.

В настоящее время нет еще достаточно обширного изотопно-геохронологического материала для того, чтобы проследить всю историю Беломорско-Лапландского пояса. Однако есть надежные данные для суждения о двух важнейших периодах. Датировка беломорских гнейсов изохронным рубидий-стронциевым методом указывает на архейский возраст этих образований - 2650 млн лет (Кратц и др., 1972). С другой стороны, исследования Ю.Д.Пушкарева (Глебовицкий и др., 1971), проведенные в северной Карелии, определенно свидетельствуют о проявлении зонального метаморфизма в интервале от 1800 до 2000 млн лет, что в общем согласуется с данными по возрасту метаморфизма в Свекофенском поясе. Таким образом, изотопно-геохронологические исследования подтверждают принадлежность лапландских гранулитов и зональных комплексов к единому циклу метаморфизма, позволяют говорить о синхронности свекофенского и Беломорско-Лапландского поясов, но ничего не добавляют к имеющимся геологическим наблюдениям и не решают однозначно вопрос об отношении метаморфизма к среднему протерозою.

Зональность периферических частей Беломорско-Лапландского пояса, особенно его юго-западной окраины, интересна своей петрологической спецификой, которая заключается в заметном отклонении давления в сторону больших величин по сравнению со стандартной кианитовой зональностью шотландского (барровианского) или мамского типа (Великославинский, 1972). Эти отклонения прослеживаются как в средне-, так и в высокотемпературной области. Показательными являются парагенезисы пород тикшозерской серии северной Карелии, которые попадают здесь в зону низкотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов. Температуру метаморфизма пород в этом участке можно оценить в 550-650° (Московченко, 1971), причем первая оценка (550°), основанная на использовании амфибол-плагиоклазового термометра, является явно заниженной, так как исследованные парагенезисы все без исключения относятся к амфиболитовой фации. Поэтому интервал 600-650° кажется наиболее вероятным. Интересно, что при таких температурах при прогрессивном метаморфизме не образуется ставролит, хотя существуют породы подходящего состава, в которых этот минерал возникает на поздних стадиях процесса. Такие наблюдения могут указывать на то, что давление достигло величины порядка 7-8 кбар.

В районе оз.Побозера, где выделяется зона эпидот-амфиболитовой фации, ставролитовые сланцы, являющиеся результатом прогрессивного метаморфизма, пользуются достаточно широким распространением, так что при относительно низких температурах мы не выходим за пределы поля устойчивости ставролита.

Интересные сведения об условиях преобразования пород в период формирования зональности можно получить в районе ст.Шуерецкой, где В.В.Фелькин (1970) описал ставролиты состава, отвечающего максимальной температуре устойчивости этого минерала. Здесь же были встречены породы, содержащие парагенезис ставролита с кианитом и жедритом и жедрита с кианитом и гранатом. При

температуре около 600° давление равняется 7,5–8,0 кбар – величине, вполне сопоставимой с установленной для северной Карелии. В зоне высокотемпературных субфаций (гранат–кианит–биотит–мусковитовой и гранат–кианит–ортоклазовой) фации альмандиновых амфиболитов широко распространены породы с парагенезисом кианита с калиевым полевым шпатом. А значит, давление превышало 7,5 кбар. Правда, соотношение таких ассоциаций со стадиями деформации не совсем ясно. Возможно, что их образование относилось к более ранним стадиям процесса и не было строго синхронным с образованием рассматриваемых выше парагенезисов зон среднетемпературного метаморфизма. Следствием повышенного давления являются некоторые особенности состава породообразующих минералов, например высокая концентрация октаэдрического алюминия в роговых обманках, высокая глиноземистость биотитов и т.д. (Московченко, 1971).

Специфика условий преобразования пород нашла отражение в характере парагенезисов минералов в постмигматитовую стадию метаморфизма, когда проявилось кислотное выщелачивание и связанные с ним процессы переотложения перемещенных инертных компонентов. В осевых частях зональных тел метасоматитов при инертном поведении Al_2O_3 и SiO_2 возникает ассоциация кианита с кварцем. Силлиманит в такой ситуации редок. Более или менее часто этот минерал в качестве продукта кислотного выщелачивания выступает только в зонах максимального метаморфизма в северной части Беломорско–Лапландского пояса.

Следствием дифференциальной подвижности компонентов являются разделение сильных оснований, формирование внешних полиминеральных зон и обособленных тел железо–магнезиальных метасоматитов. Характерен следующий ряд подвижности компонентов: H_2O , Na_2O , MgO , CaO , FeO , TiO_2 , Al_2O_3 , SiO_2 для случая низкой активности щелочей (в породах, богатых кальцием) и H_2O , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , Al_2O_3 , SiO_2 для случая высокой активности щелочей (в породах, бедных кальцием) (Пинаева, 1970; Московченко, 1971). Обращает на себя внимание тот факт, что кальций более инертен, чем MgO , что не характерно для метасоматитов Свекофеннского пояса.

Почти постоянное присутствие кианита, наличие таких парагенезисов, как жедрит + кианит + гранат, свидетельствуют о том, что давление сохранилось на высоком уровне во время постмигматитовых преобразований (около 8 кбар). Заметный спад давлений имел место позднее, когда в среднетемпературных зонах в процессе заключительных деформаций происходило замещение чермакитовой и гастингситовой роговой обманки и граната куммингтонитом и плагиоклазом, а в высокотемпературных зонах возникали каемки кордиерита вокруг граната и кианита. Возможно, с этим же периодом связано возникновение парагенезисов кварц–силлиманитовой фации кислотного выщелачивания. Все эти явления, хотя и не захватывают большие объемы пород, но очень типичны для поздних стадий развития зонального метаморфизма.

В заключение следует обратить внимание на то, что граниты, связанные с рассмотренным здесь региональным метаморфизмом, не распространены широко и слагают лишь небольшие по площади тела. Основная же масса гранитоидов северо-восточной части Балтийского щита была сформирована либо до отложения гимольской серии и ее аналогов (Кратц, 1963), либо после завершения раннекарельского цикла развития (Кратц и др., 1968) перед отложением тунгудско–надвоицкой серии.

Беломорско–Лапландский пояс является достаточно характерной структурой земной коры с типичными эволюционными, структурными и петрологическими особенностями. В то же время из раннедокембрийских поясов он является, пожалуй, наиболее полно исследованным. Все это и заставило с такой подробностью остановиться на его описании. Однако формирование метаморфических поясов беломорско–лапландского типа в областях, впоследствии вошедших в состав фундамента древних платформ, представляет собой все же исключительное явление. По крайней мере нам не известны хорошо исследованные другие примеры. Эта исключительность определяется прежде всего петрологическими чертами метаморфизма, формированием метаморфических комплексов, отвечающих по условиям фациальной серии B_2 , а также особенностями эволюции, возникновением на ранних стадиях эклогито–гранулитовой ассоциации лапландского типа.

Картина резко меняется в складчатых областях позднего докембрия, где в ядрах крупных антиклинальных структур и в пределах срединных массивов выявлены раннедокембрийские образования, датируемые ранним или средним протерозоем и отвечающие, по условиям метаморфизма, серии B_2 или еще более высоким давлениям. Сюда, например, относится дистен-гнейсовые комплексы с реликтами глубинных гранулитов и эклогитов Саксонии и Богемского массива, отнесенные А.Хиетанен (Hietanen, 1967) к так называемой саксонской фациальной серии. В этих районах представлены обрывки метаморфических поясов, сходных с беломорско-лапландским типом как парагенетическими, так и эволюционными чертами. Значительно менее ясными являются особенности структуры этих поясов, причиной чему является их фрагментарность.

Пример метаморфического пояса беломорско-лапландского типа мы можем найти на юго-западном Памире, где толщи хорогской и шахдаринской серий, по данным Г.М.Друговой и Н.И.Московченко, в процессе совместной складчатости испытали однородный на исследованной территории метаморфизм фации альмандиновых амфиболитов с образованием парагенезисов кианит-ортоклазовой субфации. Этому предшествовало образование эклогитов и эклогитоподобных кристаллических сланцев. Изредка встречаются такие экзотические парагенезисы, как энстатит-кианит, определенно свидетельствующие об аномально высоком давлении (около 10 кбар). Однако их место в геологической истории района не определено. Пока существует много неясностей в понимании характера структуры древнейших образований юго-западного Памира. Возможно, что отмечаемое многими исследователями пологое залегание глубоко метаморфизованных гнейсовых толщ является следствием широкого развития тектонических покровов подобно тому, как это наблюдается в зоне беломорид.

Таким образом, на примерах Саксонии, Богемского массива, Юго-Западного Памира можно убедиться в наличии многих черт сходства между развитыми здесь комплексами и метаморфическими образованиями Беломорско-Лапландского пояса. Отсутствие же полной тождественности связано скорее не с реально существующими различиями, а со слабой степенью изученности структуры нижнего докембрия в молодых складчатых областях. Действительно, отличными от беломорских являются образования зерендинской серии Кокчетавского массива (Северный Казахстан), где, по данным Г.М.Друговой и Л.А.Прияткиной, распространены среднетемпературные парагенезисы эклогитов и двуслюдяных гранат-кианитовых сланцев, лишенных плагиоклаза, что указывает на повышенные давления, не свойственные фациальной серии B_2 . По-видимому, в этом районе мы имеем дело с еще не исследованным типом метаморфических поясов.

В обрамлении Сибирской платформы в докембрии формировались пояса, характеризующиеся проявлением зонального кианит-силлиманитового метаморфизма. К наиболее детально исследованным регионам относятся Байкальская складчатая область и Таймыр. В первом районе на северо-западной окраине метаморфического пояса наблюдаются опрокинутые в сторону платформы почти лежащие складчатые структуры, сменяющиеся прямыми складками по направлению к осевой части складчатой системы (Великославинский, Петров, 1964). В этом же направлении происходит возрастание степени метаморфизма, по петрогенетическим особенностям отвечающего фациальной серии B_1 (Великославинский и др., 1971; Великославинский, 1972). Нет надежных данных о более ранних стадиях метаморфизма по отношению к формированию зональности. В связи с этим рассмотренный метаморфический пояс нельзя точно сопоставить с Беломорско-Лапландским, но он может оказаться идентичным скандинавской разновидности поясов альпийского типа.

Выводы

Отличительной чертой раннедокембрийских метаморфических поясов являются значительно большие, чем в фанерозое, масштабы проявления высокотемпературного метаморфизма. При этом происходит значительное изменение продуктов метаморфизма ранних стадий соответствующего цикла развития, что за-

трудняет само их выделение. В том же случае, когда они обнаруживаются, оказывается, что ранние стадии метаморфических циклов древнего докембрия приводят к возникновению эклогито-сланцевых, эклогито-гнейсовых и эклогито-гранулитовых комплексов в отличие от позднедокембрийских и фанерозойских поясов, для которых более типичными являются эклогит-глаукофансланцевые комплексы.

Специфичным для раннего докембрия является проявление зонального кианит-силлиманитового метаморфизма повышенных давлений (серия B_2 - Беломорско-Лапландский пояс, Юго-Западный Памир). В то же время в докембрии возникают метаморфические пояса, принципиально мало отличные от фанерозойских (Северо-Байкальское нагорье, Таймыр).

В строении же раннедокембрийских метаморфических поясов имеется много общих черт с фанерозойскими. Поэтому в гл.4 мы рассмотрим общие особенности структуры метаморфических поясов, опираясь на материалы, изложенные в обоих предыдущих параграфах.

Глава 3. ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЯХ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ ФАЦИАЛЬНЫХ СЕРИЙ

Если в развитии фанерозойских метаморфических поясов уже наметились некоторые общие закономерности, позволившие ввести понятие цикла метаморфизма (Глебовицкий, 1969, см. также начало гл.2), то относительно раннедокембрийских периодов развития земной коры в этом смысле высказывались лишь самые общие соображения. Существует мнение о приуроченности гранулитового метаморфизма исключительно к архейской эпохе развития, что связывается с действием глобальных факторов, а именно с общим термическим состоянием Земли. В то же время детальное изучение петрологии гранулитов (Маракушев, 1961, 1965, 1968; Кицул, 1971; Гранулитовая фация метаморфизма, 1972, и др.) позволило сделать вывод о большой их глубинности, что поставило под сомнение гипотезу о значительно более плотном, чем в протерозое и фанерозое, общем тепловом потоке в земной коре архейского времени.

Много дополнительных вопросов возникло и в связи с исследованием структуры древнейших толщ. Сейчас становится ясным, что гранулитовые комплексы по существу являются полициклическими (содержат в себе признаки более одного деформационного цикла), а значит и полиметаморфическими (Гранулитовая фация метаморфизма, 1972). В таком случае остается неясным, о каком периоде „глобального“ метаморфизма идет речь в упомянутой выше гипотезе. Дискуссионным является вопрос о соотношении допротерозойского амфиболитового и гранулитового метаморфизма в фундаменте древних платформ.

Одним из интереснейших, но пока еще не решенных вопросов является определение момента в истории земной коры, когда глубокий метаморфизм перестает быть „глобальным“, а тектоническая дифференциация достигает такой степени, что появляется возможность формирования метаморфических поясов, резко различающихся типом метаморфизма, а значит и тепловым режимом. Тектоническая дифференциация прежде всего выражается в обособлении стабилизированных областей и подвижных поясов. Возникает вопрос: чем отличалось термическое состояние зон разной мобильности на ранних стадиях дифференциации коры? И, наконец, существуют ли убедительные данные о значительных изменениях общих плотностей тепловых потоков в течение всей истории земной коры?

Имея в виду решение всех этих вопросов, в гл.3 автор приводит свои собственные и литературные материалы по двум крупнейшим в СССР районам распространения раннедокембрийских метаморфических комплексов — Балтийскому щиту и югу Восточной Сибири.

§ 1. БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

Общие вопросы геологии Балтийского щита были рассмотрены в многочисленных работах (Полканов, 1937, 1939; Кратц, 1963; Харитонов, 1966; Шуркин и др., 1962; Шуркин, 1968; Кратц и др., 1968, и др.). На примере этого региона исследовалась стратиграфия раннего докембрия и были выяснены основные

рубежи в его истории на основании геологических и изотопно-геохронологических данных (Полканов, Герлинг, 1961; Кратц и др., 1968, 1972, и др.). Проблемы метаморфизма на Балтийском щите разрабатываются уже в течение нескольких десятилетий. Результаты этих исследований нашли отражение в обобщающих работах (Глебовицкий и др., 1971; Богданов, Воинов, 1971, и др.). Все это создает необходимые предпосылки для получения надежной информации по обсуждаемой проблеме.

Согласно существующим данным, на территории восточной части Балтийского щита выделяются четыре структурные зоны: Кольско-Норвежская, Беломорско-Лапландская, Центральнo-Карельская, Свекофенно-Карельская (или Южно-Финляндская). Выше рассматривались некоторые особенности строения Свекофенно-Карельской и Беломорско-Лапландских тектонических зон и подчеркивалось, что в пределах этих структур на рубеже раннего и среднего протерозоя (или в среднем протерозое) проявились интенсивная многофазная складчатость и глубокий региональный метаморфизм, что затрудняет выделение ранних этапов развития в этих районах. Гораздо более перспективными для анализа общей последовательности геологических процессов являются Кольско-Норвежская и Центральнo-Карельская зоны.

Кольско-Норвежская зона

Древнейшим субстратом этой зоны является кольская серия, слагающая значительные пространства в западной части Кольского полуострова. По данным Л.П.Бондаренко и В.Б.Дагелайского (1968), под собственно кольской серией может быть выделен фундамент, представленный в зависимости от степени метаморфизма или гранито-гнейсами, или чарнокитами. На них и отлагались пестрые по составу толщи, содержащие характерные железистые кварциты, ассоциирующиеся, по-видимому, с метавулканитами. К.А.Шуркин видит в этом сходство разрезов кольской серии с разрезами стратотипического нижнего протерозоя (гимольской серией) и считает, что нет никаких фактов, противоречащих корреляции этих образований друг с другом, а фундамента кольской серии — с беломорским комплексом.

С этим вряд ли можно согласиться по двум причинам. Во-первых, формационное сходство не может быть основанием для стратиграфических сопоставлений тем более, что сейчас с достаточной очевидностью доказано существование формаций железистых кварцитов заведомо в архейских комплексах фундаментов древних платформ. Во-вторых, кольская серия представляет собой полициклический и полиметаморфический комплекс пород, в котором раннепротерозойские деформации и метаморфизм являются явно наложенными (Бондаренко, Дагелайский, 1968; Другова, Талдыкина, 1969).

Дискуссионным остается также вопрос о наличии фундамента кольской серии. Соответствующие ему породы, по крайней мере отчасти, оказались гранито-гнейсами, образование которых сопряжено с региональным метаморфизмом амфиболитовой фации, наложенным на гранулитовую (Другова, Талдыкина, 1969). Комплекс же чарнокитов не исследован структурно-геологически. Поэтому отсутствуют данные о его соотношениях со стратифицированными толщами. К.А.Шуркин (1968) отмечает, что максимальные архейские датировки (3600–2700 млн лет), приведенные в работах А.А.Полканова и Э.К.Герлинга (1961), В.А.Масленикова и сотрудников (1961), А.П.Виноградова и А.И.Тугаринова (1964), относятся к гранитоидам. Однако последние как раз и не являются фундаментом, что и доказывает не раннепротерозойский, а архейский возраст гнейсов и кристаллических сланцев гранулитовой фации.

Нижний протерозой в Кольско-Норвежской зоне представлен тундровой серией, включающей свиты полмос и порос (Маслеников и др., 1963) и кейвской серии (Бельков, 1963). Они перекрыты толщами печенгской и имандра-варзугской серий, которые, как отмечалось выше, могут быть сопоставлены с онежской и сегозерской сериями центральной Карелии.

Кольско-Норвежская зона характеризуется многократным проявлением метаморфических процессов. К наиболее ранним из них относится метаморфизм гранулитовой фации, накладывающийся на толщи кольской серии и в более или менее чистом виде представленный в центральной части района (рис.34). В виде реликтов ассоциации этой фации встречаются повсеместно в пределах Центрально-Кольского блока и южнее Печенгской структуры. Породы кольской серии

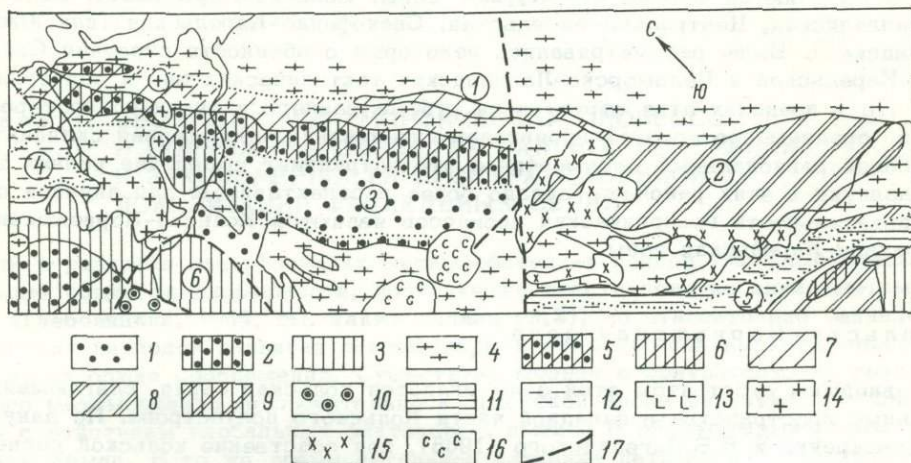


Рис.34. Схематическая карта метаморфических фаций Кольско-Норвежской зоны.

1 - гранулитовая фация умеренного давления; 2 - породы гранулитовой фации умеренного давления, диафторированные в условиях фации альмандиновых амфиболитов; 3 - фация альмандиновых амфиболитов; 4 - гранито-гнейсы, синхронные с метаморфизмом фации альмандиновых амфиболитов; 5 - породы гранулитовой фации умеренного давления, диафторированные в условиях фаций альмандиновых, а затем куммингтонитовых амфиболитов (ставролитовых субфаций); 6 - породы фации альмандиновых амфиболитов, диафторированные в условиях ставролитовых субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов; 7 - ставролитовые субфации фации альмандиновых амфиболитов; 8 - ставролитовые субфации фации куммингтонитовых амфиболитов; 9 - породы высокотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов, диафторированные в условиях ставролитовых субфаций фации альмандиновых амфиболитов; 10 - гранулитовая фация высокого давления; 11 - биотит-мусковитовая, 12 - мусковит-хлоритовая субфации фации зеленых сланцев. Интрузивные породы: 13 - габброиды, 14 - послескладчатые граниты, 15 - щелочные граниты, 16 - нефелиновые сиениты; 17 - крупные разрывные нарушения.

обладают петрогенетическими чертами, обычными для архейских гранулитов фундаментов древних платформ. В гнейсах, бедных CaO , в породах подходящего состава всегда присутствует кордиерит меняющейся магнезиальности. Ассоциирующийся с ним гранат обычно содержит 30-35% пиропового минала, однако иногда его концентрация достигает 45% (Бондаренко, Дагелайский, 1968). Сопоставление состава гранатов кольской серии с гранатами этих же пород других регионов показывает, что рассматриваемые гранулиты по глубинности занимают промежуточное положение между алданскими и сутамскими (Гранулитовая фация метаморфизма, 1972).

В породах, богатых кальцием, помимо обычного парагенезиса двух пироксенов и плагиоклаза (с роговой обманкой или без нее) встречаются ассоциации ортопироксена, клинопироксена, граната и плагиоклаза. В гранатах содержится

мало магнезиального (3-19%) и кальциевых миналов (3,5-21,6%). Ассоциирующийся с ними пироксен относится к ряду диопсид-геденбергит с небольшой примесью эгириновой молекулы, за счет чего незначительно повышается концентрация Na_2O и окисного железа (Бондаренко, Дагелайский, 1968). Таким образом, эклогитоподобные парагенезисы появляются в железистых породах. Таковыми же свойствами обладают эклогитовые кристаллические сланцы (Маракушев, Полин, 1962) в юго-восточной части Алданского щита (Кицул, 1971).

Повторный метаморфизм кольской серии детально исследован на северной (Бондаренко, Дагелайский, 1968; Другова, Талдыкина, 1969; Глебовицкий и др., 1971) и южной окраинах Центрально-Кольского блока. В первом из этих районов диафторез проявился дважды. По данным Г.М.Друговой и К.С.Талдыкиной (1969), ранний метаморфизм проявляется в условиях фации альмандиновых амфиболитов (гранат-кианит-биотит-мусковитовая и гранат-силлиманит (кианит)-ортоклазовая субфации) и сопровождается интенсивным ультраметаморфизмом с образованием обширных полей мигматитов и гранито-гнейсов. Следующий диафторез происходил в условиях низкотемпературных (ставролитовых) субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов и накладывался не только на ранее диафторированные гнейсы и кристаллические сланцы кольской серии, но и на гранито-гнейсы, связанные со вторым этапом метаморфизма. Такая последовательность изменений пород выявлена на основе многочисленных наблюдений над реакционными соотношениями минералов в шлифах.

Следует обратить внимание на то важное обстоятельство, что нижнепротерозойские толщи свит полмос и порос к западу от субмеридионально ориентированного разлома, ограничивающего на востоке Центрально-Кольский блок, метаморфизованы в условиях низкотемпературных (ставролитовых) субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов (Маслеников и др., 1963) и не содержат никаких признаков кианит-силлиманитового метаморфизма. Это является одним из оснований считать последние преобразования кольской серии в рассматриваемом районе раннепротерозойскими, а предшествующие им процессы гранулитового метаморфизма и диафтореза фации альмандиновых амфиболитов - архейскими.

Раннепротерозойский андалузит-силлиманитовый метаморфизм проявляется только в пределах узкого пояса северо-западного простираия (рис.34). Южнее его единственным диафторезом является альмандин-амфиболитовый. Он широко развит в районе г.Мончегорска вблизи границы Кольско-Норвежской и Беломорско-Лапландской зон. В пределах последней, как это следует из данных, приведенных в гл.2, проявлен интенсивный метаморфизм кианит-силлиманитового типа на рубеже раннего и среднего протерозоя или в среднем протерозое. Естественно, что в этом районе возраст диафтореза кольской серии не доказывается однозначно. Восточнее, на северной окраине Имандро-Варгузского синклинория, в среднем протерозое как будто бы наблюдается повышение степени изменения пород. Можно предположить, что кианит-силлиманитовый метаморфизм кейвской серии (Бельков, 1963) является среднепротерозойским. Аналогичная зона повышенного метаморфизма, возможно, существует севернее Печейгского синклинория. По крайней мере, В.Г.Загородный и сотрудники (1967) наблюдали тенденции к переходу в область более высоких температур уже в самой печенгской серии.

Таким образом, история метаморфизма в Кольско-Норвежской зоне восстановлена еще далеко не полностью. Но уже на основании имеющегося материала можно наметить основные этапы эволюции. Наиболее ранний из них ознаменовался метаморфизмом пород кольской серии в условиях гранулитовой фации. Затем имел место диафторез в условиях высокотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов и сопутствующая ему гранитизация. Далее происходил метаморфизм фации куммингтонитовых амфиболитов (андалузит-силлиманитовая фаціальная серия), который захватывал кольскую серию, комплексы гранито-гнейсов и толщи нижнего протерозоя. В связи с заложением и эволюцией Беломорско-Лапландского пояса осуществлялись преобразования пород в Кольско-Норвежской зоне, но их характер и интенсивность не ясны и должны стать предметом дальнейших исследований.

Центрально-Карельская зона

Выделяются три протерозойских комплекса, разделенных отчетливыми угловыми несогласиями: нижний карелий (лептитовые, железорудные и терригенные толщи гимольской серии), средний карелий (спилито-диабазовая формация большогоозерской серии) и поздний карелий-ятулий (онежская и сегозерская серии).

Толщи нижнего карелия залегают несогласно и с базальными конгломератами на фундаменте, сложенном в основном гранито-гнейсами, биотитовыми и биотито-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами (Кратц, Чернов, 1971). Среди них в западной Карелии А.В.Синицын и М.А.Корсакова (1971) выделили супра-крупный комплекс пород, представленный амфибол-биотитовыми, кордиерит-гранат-биотитовыми, двупироксен-амфиболовыми и гиперстен-биотитовыми гнейсами, с которыми тесно ассоциируются чарнокиты (рис.35). Во всех этих образованиях проявлен диафторез амфиболитовой фации, усиливающийся в восточном направлении, где реликты первичной гранулитовой фации почти полностью исчезают. Таким образом осуществляется переход к обычным для фундамента

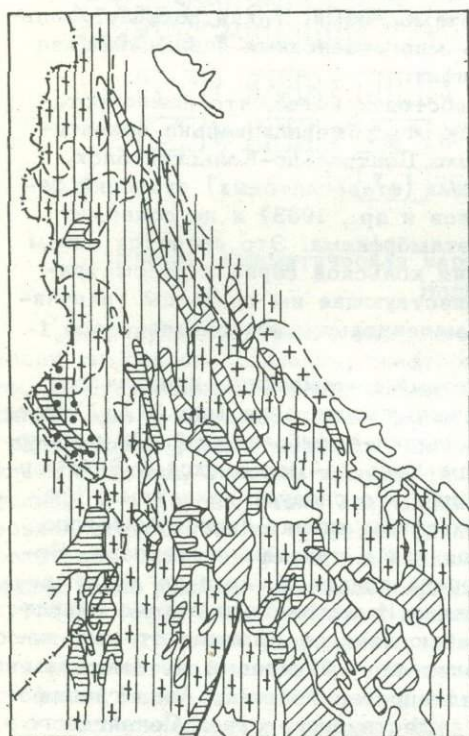
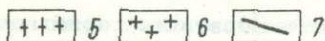
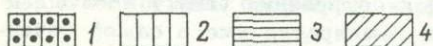


Рис.35. Схематическая карта метаморфических фаций Центрально-Карельской зоны.

1 - породы гранулитовой фации, диафторированные сначала в условиях высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации, а затем в условиях фации куммингтонитовых амфиболитов; 2 - породы высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации, диафторированных в условиях разных фаций андалузит-силлиманитовой фациальной серии; 3 - неоднородный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа; 4 - породы фации зеленых сланцев; 5 - гранито-гнейсы и граниты, архейские и отчасти (на юге района) раннепротерозойские; 6 - граниты; 7 - разломы.



карелид мигматизированным биотитовым, биотит-амфиболитовым гнейсам и гранито-гнейсам.

Дальнейшая история связана с периодом складчатости, метаморфизма и ультраметаморфизма нижнепротерозойской гимольской серии, исследованными с большой детальностью в южной Карелии К.О.Кратцем и сотрудниками (1968) и в Костомукшском районе - Ю.И.Лазаревым (1971). Метаморфизм этого времени носил явно выраженный зональный характер и проявлялся в условиях пониженных давлений (одна из андалузит-силлиманитовых фациальных серий). В этом отношении раннепротерозойский метаморфический пояс, представленный в

Карелии лишь своими фрагментами, идентичен Криворожскому (Белевцев, 1970) и, возможно, является его продолжением. Верхний возрастной предел рассматриваемого цикла развития определяется на основании следующих данных. Раннекарельские граниты II группы, завершающие период регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, имеют возраст, определенный изохронным рубидий-стронциевым методом 2190 млн лет (два определения, в одном из которых калий-аргоновая датировка амфибола - 2560 млн лет; Горохов, Лобач-Жученко, 1964; Кратц и др., 1968). Метаморфизованные толщи гимольской серии несогласно перекрыты большеозерской серией.

Следующий этап развития региона отражен в формировании среднекарельских толщ, которые позже были повсеместно однородно метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Этот метаморфизм в виде диафтореза накладывался на все более древние породы. Среднепротерозойские толщи метаморфизованы очень слабо.

Гранулитовая фация в Беломорско-Лапландском поясе

Проблема гранулитов на Балтийском щите привлекает к себе пристальное внимание в связи с тем, что здесь как будто бы удалось обосновать возможность проявления столь глубокого метаморфизма не только на самых ранних стадиях эволюции земной коры, но и в более поздние периоды развития, в раннем или среднем протерозое. К числу таких „молодых“ гранулитов принадлежат ладожские и лапландские (Гранулитовая фация метаморфизма, 1972). В связи с этим возникает вопрос о существовании древних, архейских, гранулитов в Беломорско-Лапландской зоне.

М.М.Стенарь и О.И.Володичев (1970) в южной части Беломорско-Лапландского пояса обнаружили гнейсы, слагающие будины с реликтовой складчатостью. Гранаты в этих породах оказались обогащенными магнезиальным миналом (до 32%), что послужило основанием для отнесения соответствующих ассоциаций к гранулитовой фации. Однако двупироксен-плаггиоклаз-кварцевые породы в этом же районе не были найдены. Более поздними исследованиями (Володичева, 1972) удалось показать, что столь же высокая магнезиальность свойственна гранатам из парагенезисов, содержащих кианит и калиевый полевой шпат. Это наводит на мысль, что рассматриваемые породы нельзя относить к гранулитовой фации, хотя они, вероятно, являются высокотемпературными. Давление при их образовании было значительным (около 8-9 кбар). В этом случае двупироксен-плаггиоклазовые парагенезисы становятся неустойчивыми и замещаются ассоциациями амфиболовых эклогитоподобных пород, которые действительно широко распространены в южной части Беломорско-Лапландской зоны вместе с кианит-микроклиновыми гнейсами.

Достоверно установленная древняя (реликтовая) гранулитовая фация известна лишь в средней (район Керчуга) и северной (Аллакурти, Толванд, терский берег Кольского полуострова восточнее Колвицких тундр) частях Беломорско-Лапландской зоны. В районе Керчуга (В.В.Фиженко, устное сообщение) имеется довольно значительный выход слабо повторно измененных двупироксеновых гнейсов и чарнокитов. Вероятно, их диафторированными аналогами являются гиперстенсодержащие гранитоиды юго-западной окраины Беломорско-Лапландского пояса. Гнейсы гранулитовой фации и чарнокиты всегда присутствуют в качестве реликтовых образований в полях гранито-гнейсов, которые непрерывно переходят в комплекс пород, являющийся фундаментом нижекарельских толщ в центральной Карелии. Таким образом, древние гранулиты Беломорско-Лапландского пояса могут быть примерно скоррелированы с изофациальными с ними образованиями западной Карелии.

Лучше всего древние гранулиты сохранились на терском берегу Кольского полуострова, где они слагают крупную глыбу, сравнительно слабо диафторированную. В ней широко распространены глиноземистые гнейсы с парагенезисом граната, кордиерита, силлиманита и биотита, что указывает на их образование в условиях умеренных давлений, характерных и для кольской серии.

Общая последовательность метаморфических событий на Балтийском щите

Можно говорить о двух главных докарельских этапах развития земной коры на Балтийском щите, в результате чего были сформированы два архейских метаморфических комплекса гранулитовой и амфиболитовой фаций. Первый из них пользуется лишь ограниченным распространением. В то же время можно предполагать, что эти образования занимали обширные площади, но были в значительной мере преобразованы во время более поздних этапов эволюции.

В фундаменте Восточно-Европейской платформы архейские толщи, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации умеренного давления, слагают три крупных геоблока: Волго-Уральский, Прибалтийский и Западно-Украинский (Кратц, Глебовицкий, 1972). Хотя в их пределах и наблюдаются заметные диафторические преобразования и сопряженная с ними гранитизация наиболее глубоко метаморфизованных пород, интенсивные, почти полные изменения гранулитов осуществляются в пределах поясов, разделяющих названные геоблоки. Эти изменения приводят к формированию комплекса гнейсов амфиболитовой фации, гранито-гнейсов, разнообразных паравтохтонных и аллохтонных гранитоидов. В северо-восточной части Центрально-Кольского блока этот период развития отражен в региональном диафторезе кольской серии в условиях фации альмандиновых амфиболитов (фациальная серия Б₁).

Раннепротерозойские прогибы закладывались в обрамлении и в периферических частях древнейших гранулитовых блоков на основании, испытывавшем в позднем архее весьма существенные преобразования в условиях высокотемпературных субфаций фаций альмандиновых или куммингтонитовых амфиболитов и ультраметаморфизм. Балтийский щит почти целиком попадает в пределы раннепротерозойского подвижного пояса. Это является причиной незначительного распространения здесь слабодиафторированных гнейсов и кристаллических сланцев гранулитовой фации.

В настоящее время нет возможности дать более или менее надежное ограничение раннепротерозойских метаморфических поясов, завершивших свое развитие ко времени накопления большезерской и тунгудско-надвоицкой серий. По-видимому, структуры центральной Карелии представляют фрагмент протяженного метаморфического пояса, продолжавшегося на юг в район Большого Кривого Рога, КМА и близкого по своему характеру к свекофенскому типу. Можно также предполагать, что с востока и северо-востока этот пояс был ограничен. Действительно, в Беломорско-Лапландской зоне метаморфизм низких давлений не проявлялся ни на одном из этапов эволюции. Таким образом, узкий метаморфический пояс, выделяющийся в северо-восточной части Кольско-Норвежской зоны и характеризующийся проявлением раннепротерозойского метаморфизма андалузит-силлиманитового типа (рис.34), представляет собой самостоятельную структуру, пространственно разобщенную с поясом центральной Карелии.

Ранне-среднепротерозойский этап геологического развития фундамента Восточно-Европейской платформы, охватывающий интервал времени 2200-1600 млн лет (начиная с накопления тунгудско-надвоицкой серии и кончая формированием комплекса гранитов-рапакиви и периодом кратонизации), имеет большое значение. В этот период были сформированы парные метаморфические пояса - Свекофенский и Беломорско-Лапландский, отличающиеся друг от друга особенностями внутренней структуры и петрогенетическими чертами.

В ы в о д ы

1. В раннедокембрийской истории Балтийского щита, так же как и фундамента Восточно-Европейской платформы, в целом выделяются два допротерозойских этапа регионального метаморфизма. Первый из них характеризуется условиями гранулитовой фации умеренных давлений, второй - фацией альмандиновых амфиболитов. В обоих случаях термодинамические условия хорошо выдерживаются

на значительных площадях, что свидетельствует о слабой дифференцированности теплового потока.

2. Раннепротерозойские комплексы исследованы в областях, ранее прошедших оба архейских этапа развития. Метаморфизм в них проявлялся в условиях пониженных давлений и при заметном горизонтальном температурном градиенте, что было связано со значительной дифференцированностью теплового потока в пределах метаморфического пояса. В то же время существование парных метаморфических поясов, резко отличающихся тепловым и динамическим режимами, можно лишь предполагать. Такие черты явно присущи лишь ранне-среднепротерозойскому этапу развития.

§ 2. ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Геологические и петрологические исследования на Алданском щите и в юго-восточном обрамлении Сибирской платформы были начаты еще в начале 30-х годов Д.С.Коржинским (1933, 1935, 1940, 1945), предложившим первые схемы стратиграфического подразделения раннего докембрия, которые не утратили своего значения до настоящего времени, и охарактеризовавшим основные черты метаморфизма в этой области. В частности, Д.С.Коржинский первым описал явления полиметаморфизма в зоне Станового хребта и выделил фации глубинности, что впоследствии сыграло выдающуюся роль в развитии метаморфической петрологии.

Позже эти работы были продолжены многими геологами (Лазько, 1956; Дзевановский, 1958, 1959, и др.; Другова и др., 1959; Другова, Неелова, 1960; Судовиков и др., 1965; Кориковский, 1967; Маракушев, 1961, 1964, 1965; Кицул, 1971; Лутц, 1966; Неелов и др., 1971, и др.). Результаты этих исследований обобщены А.Н.Нееловым (1968; Неелов и др., 1971), который предложил схему тектонического районирования (рис.36) и подразделил рассматриваемую территорию на четыре крупных геоблока, имеющих различное геологическое строение и историю развития.

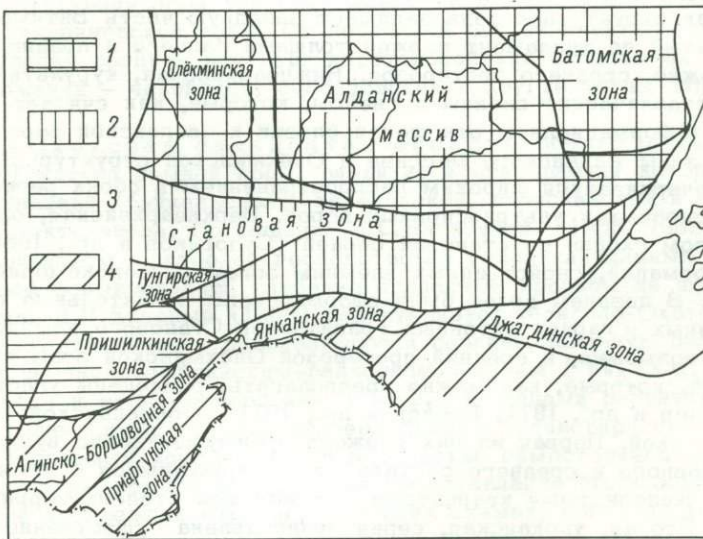


Рис.36. Схема тектонического районирования юго-восточной части Восточной Сибири (Неелов и др., 1971).

1 - Витимо-Алданский щит; 2 - Джунгджуро-Становая складчатая область; 3 - Байкальская складчатая область; 4 - Монголо-Охотская складчатая область.

Витимо-Алданский щит является выступом фундамента Сибирской платформы, в пределах которого выделяются Алданский кристаллический массив, Олёкминская и Батомгская зоны. Две последних во многом сходны. Поэтому в дальнейшем мы рассмотрим строение и эволюцию метаморфизма только в Олёкминской зоне.

Алданский массив сложен главным образом нижнеархейскими толщами гранулитовой фации. Детальные исследования тектоники и метаморфизма, проведенные в Алданском горно-промышленном районе В.Л.Дуком, В.С.Байковой и М.Е.Салье (Гранулитовая фация..., 1972), позволили выделить два комплекса пород, разделенных угловым несогласием: иенгрский и тимптоно-желтулинский, что в какой-то мере согласуется с ранее высказывавшейся гипотезой (Фрумкин, Нужнов, 1968) о расчленении раннего архея. Правда, объемы стратиграфических подразделений в различных схемах не соответствуют друг другу. Кроме того, в результате этих же работ удалось показать, что гранулитовые комплексы Алданского массива подверглись полициклической складчатости и являются полиметаморфическими.

В.И.Кицул и К.А.Лазебник (1966) считают, что в западной части Алданского массива можно выделить самостоятельный унгринский комплекс более молодой, чем алданский. Однако вопрос о соотношении этих образований со всеми архейскими толщами точно не решается.

На южной окраине Алданского массива выделяются толщи зверевской серии, в разрезе которой широко развиты ортосланцы основного состава, ассоциирующиеся с ними железистые кварциты, чем эта серия отличается от синхронных толщ, слагающих северные территории. В этом находит отражение наметившаяся еще в раннем архее структурно-формационная зональность (Судовиков и др., 1965; Неелов и др., 1971; Неелов, 1968), которая, как будет видно из дальнейшего изложения, предопределяет распределение типов метаморфизма начиная с самых ранних этапов развития, доступных наблюдению.

По периферии Алданского массива, а в частности на западной его окраине, располагаются тектонические клинья складчатых и метаморфизованных отложений нижнего протерозоя.

Олёкминская структурная зона занимает западную часть Витимо-Алданского щита. Складчатый ее фундамент сложен толщами раннего и позднего архея, раннего и, возможно, среднего протерозоя. Нижнеархейская, курультинская серия включает кристаллические сланцы и гнейсы, которые, как считает А.Н.Неелов и др. (1971), в формационном отношении близки к зверевской серии. Общее сходство краевой зоны Алданского массива и Олёкминской структурной зоны в раннем архее подчеркивается широким распространением в обоих регионах ранне-складчатых основных и ультраосновных пород. Верхнеархейская, олёкминская, серия во многом сходна со становой серией (Судовиков и др., 1965) и представлена рядом формаций, свойственных внешним зонам раннедокембрийских подвижных областей. В позднем архее были сформированы значительные по площади тела автохтонных и параавтохтонных гранитоидов Станового комплекса.

Ранний, а возможно, и средний протерозой Олёкминской зоны представлены двумя сериями, которые, как можно предполагать, разделены угловым несогласием (Кудрявцев и др., 1971; Неелов и др., 1971) - олондинской (или субганской) и удоканской. Первая из них сложена преимущественно вулканогенными породами основного и среднего состава, ассоциирующимися с ними карбонатными породами, железистыми кварцитами и в меньшей степени терригенными образованиями. Вторая, удоканская, серия представлена существенно терригенными осадками и имеет в своем основании горизонты кварцитов и конгломератов. Изотопно-геохронологические данные, обобщенные В.А.Кудрявцевым и сотрудниками (1971), не противоречат представлению о том, что субганская серия является действительно нижнепротерозойской (2400-2500 млн лет), а удоканская может оказаться и среднепротерозойской (около 1700-2000 млн лет).

Джугджуро-Становая складчатая область представляет собой второй крупный геоблок юго-восточного обрамления Сибирской платформы и подразделяется на Становую и Тукурингскую зоны (рис.36).

Складчатый фундамент Становой зоны имеет двухъярусное строение. Нижний структурный ярус сложен гнейсами и кристаллическими сланцами зверевской серии, которая была уже рассмотрена выше и сопровождающими ее интрузивными образованиями.

К верхнему структурному ярусу относится становая серия и ее многочисленные стратиграфические аналоги (яблоновая, катугинская и купуринская серии), датруемые поздним археем. Состав толщ несколько меняется в латеральном направлении (большое количество карбонатных пород на западе, кварцитов, высокоглиноземистых и других сильно дифференцированных осадков на севере, преобладание биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов с подчиненным количеством ритмично построенных горизонтов глиноземистых пород в центральной части), но во всех случаях характерны формации внешних зон подвижных поясов.

Тукурингская структурная зона отличается от Становой трехъярусным строением. Помимо нижнего и верхнего архея здесь выделяются толщи раннего протерозоя. Глыбы нижнего архея обнаруживаются только в северной части района. Они сложены стратиграфическими и формационными аналогами зверевской серии.

Верхний архей представлен становой и урканской сериями. Последняя область ярко выраженными отличительными чертами и представлена главным образом метаморфизованными основными вулканитами и в значительно меньшей степени глиноземистыми гнейсами. В этом проявляется структурно-фациальная зональность позднеархейского подвижного пояса (Судовиков и др., 1965).

Третий, нижнепротерозойский, структурный ярус глубоко эродирован, сохранился в небольших тектонических клиньях, где залегают породы желтулакской серии. Она представлена толщами слюдяных сланцев и кварцитов (редко конгломератов), ассоциирующихся с амфиболовыми и биотито-амфиболовыми кристаллическими сланцами, возникшими при метаморфизме основных и средних эффузивов. Встречаются кислые метавулканиты.

Байкальская складчатая область представлена на рассматриваемой территории только восточными своими окраинами. Для нас интересна лишь Пришилкинская структурная зона (рис.36), представляющая собой непосредственное продолжение Тукурингской зоны. От последней она отличается распространением в ее пределах средне- или верхнепротерозойских складчатых и метаморфизованных отложений - чиковская, солонцовская и другие толщи (Неелов и др., 1971).

Монголо-Охотская складчатая область обычно рассматривается как крупная структура земной коры, развитие и становление которой связано с позднедокембрийской (байкальской), каледонской, варисийской и раннемезозойской эпохами тектогенеза. По мнению М.С.Нагибиной (1958, 1963), в период от рифея до позднего палеозоя господствовал геосинклинальный режим, в раннем же мезозое формировались глубокие осадочные прогибы на поздневарисийском основании. Л.И.Красный (1958) характеризует Монголо-Охотский подвижной пояс как полициклически развивающуюся геосинклинальную область с самостоятельными позднедокембрийским-раннепалеозойским ($Pt_3 - St_1$), среднепалеозойским ($S - C_1$) и раннемезозойским ($T - J_{1-2}$) этапами развития. При этом основное значение придается среднепалеозойскому (ранневарисийскому) этапу, когда рассматриваемый пояс выступал в качестве самостоятельной, четко обособленной структуры земной коры. Такое представление было основано на в значительной мере устаревших стратиграфических схемах, согласно которым предполагалось широкое распространение спилито-диабазовых, вулканогенно-кремнистых и флишевых толщ силурийского возраста; последние действительно слагают большие площади в Янканской (янканская серия: Судовиков и др., 1965), Агинско-Боршовочной (агинский комплекс: Неелов и др., 1971) и Джагдинской (Неелов и др., 1971) зонах.

На основе детальных стратиграфических исследований, находок позднепротерозойских водорослей (Амантов, 1966; Ефимов, Тетяева, 1968), специального изучения метаморфизма и его последовательности (Милькевич и др., 1967;

Милькевич, 1970) было доказано, что все эти толщи в Агинско-Борщовочной, Янканской и Джагдинской зонах, так же как и глубоко метаморфизованные гнейсы и кристаллические сланцы ундинского комплекса (Милькевич, 1970), метаморфические толщи верховьев р. Чикоя, являются докембрийскими. Отсюда возникает сомнение в существовании ранневарисцийских эвгеосинклинальных формаций в Монголо-Охотской складчатой области.

Работами в Приаргунской зоне (Князев, 1962, и др.) было доказано, что карбонатные и песчано-сланцевые, фаунистически охарактеризованные нижнекембрийские отложения перекрывают неоднородно и неоднократно метаморфизованные толщи докембрия, которые сейчас и коррелируются с агинским и ундинским комплексами.

Разрезы палеозоя в Монголо-Охотской складчатой области начинаются толщами песчаников с прослоями аргиллитов и известняков (нижне- и среднедевонская устьборзинская свита и синхронные с нею отложения района курорта Дарасуна). В обособленных блоках среди образований агинского комплекса залегают песчано-сланцевая средне-верхнедевонская макаровская свиты, а также нижнекарбоновые, существенно терригенные уртуйская и аргалийская свиты. Полный разрез ранневарисцийского этапа развития региона известен вблизи границы Агинско-Борщовочной и Приаргунской зон. Все эти образования прорваны гранитоидами, среди которых существенная роль принадлежит адамеллитам, сиенито-диоритам и монцонитам.

Отложения перми и триаса, довольно широко развитые на северо-западной окраине Забайкальской части Монголо-Охотской складчатой области, представлены только терригенными формациями, среди которых встречаются как грубообломочные образования, так и флишоидные толщи.

В ранне- и среднеюрское время в центральной части рассматриваемого района существовал глубокий остаточный прогиб, выполненный терригенными толщами. Верхняя юра и нижний мел представлены типичными орогенными формациями.

Таким образом, в течение девона и раннего карбона в Монголо-Охотском поясе существовал миегеосинклинальный режим. Этот период развития завершился ранневарисцийской фазой складчатости и внедрением гранитоидов. В позднем палеозое и раннем мезозое Агинско-Борщовочная зона входила в состав обширной парагеосинклинали, характеризовавшейся мигрирующими остаточными прогибами. Необходимо отметить, что именно этот период отличается активизацией гранитоидного магматизма и проявлением локального, плутонического метаморфизма, связанного с образованием так называемых сланцевых куполов.

Значительные различия тектонического режима Агинско-Борщовочной и Приаргунской зон наметились еще в докембрии.

Агинско-Борщовочная структурная зона характеризуется многоярусным строением. Наиболее древние образования в виде интенсивно метаморфизованных гранитоидов и различных мигматизированных гнейсов встречаются в пределах так называемого Даурского свода в юго-западной части рассматриваемой зоны. Кроме того, они слагают юго-восточные склоны Борщовочного хребта. Этот комплекс пород условно сопоставляется со станovým комплексом.

Второй структурный ярус (нижне- и среднепротерозойский) представлен ундинским комплексом, характер разреза которого меняется. На северо-западной окраине Агинско-Борщовочной зоны в его основании выделяется глубоко дифференцированная толща высокоглиноземистых (кианитовых и кианит-ставролитовых) сланцев, ассоциирующихся с кварцитами и перекрытых маломощными пачками амфиболовых парасланцев. Далее следуют мощные толщи первично терригенных пород флишоидного типа, содержащих горизонты конгломератов и ассоциирующихся с кислыми метавулканитами.

В центральной и юго-восточной частях Агинско-Борщовочной зоны маломощные базальные горизонты кварцитов и слюдяных сланцев перекрыты мощными монотонными толщами, состоящими преимущественно из глубоко метаморфизованных вулканитов основного состава (Милькевич, 1970).

Третий структурный ярус сложен верхнепротерозойскими толщами агинского комплекса, стратиграфическим аналогом которого на востоке (Янканская и

Джагдинская зоны) является янканская серия. Верхний протерозой рассматриваемых зон представляет типичный эвгеосинклинальный формационный ряд, включающий спилито-диабазовую, кремнисто-диабазовую, аспидно-сланцевые, флишевые и другие формации. Толщи, слагающие палеозойский и мезозойский структурные ярусы, мы охарактеризовали выше.

Приаргунская структурная зона также отличается многоярусностью, однако расчленение древнейших образований здесь не столь убедительно, как в других зонах. Верхнепротерозойские толщи залегают с явным угловым несогласием на глубоко метаморфизованных и мигматизированных гнейсах и кристаллических сланцах, корреляция которых с изофациальными толщами Агинско-Боршовочной и Пришилкинской зоны спорна. Выделение В.И.Шульдинером (1971) архея в нижнем течении р.Аргуни основано на данных о высоком метаморфизме толщ, что нельзя признать достаточным.

Верхний протерозой Приаргуны крайне специфичен, не имеет ничего общего с синхронными толщами Агинско-Боршовочной, Янканской и Джагдинской зон и представляет собой формационный ряд докембрийских миеосинклиналей. Перечисленные выше особенности строения и эволюции трех крупнейших геоблоков юго-востока Восточной Сибири во многом определяют специфику проявления регионального метаморфизма в пределах этих областей на каждом из этапов их развития.

Витимо-Алданский щит

Алданский массив. Наиболее ранние метаморфические явления, захватывающие нижнеархейские толщи иенгурской, тимптоно-желтулинской, зверевской и курульгинской серий, проявлялись в условиях гранулитовой фации. А.А.Маракушев (1961, 1965) установил, что этот метаморфизм был неоднородным, и выделил алданскую и сутамскую фации глубинности на основании анализа парагенезисов гранат + кордиерит + силлиманит и гранат + гиперстен + силлиманит. Вместе с тем было показано, что ассоциации "эклогитовых кристаллических сланцев" (Маракушев, Полин, 1962) в большей мере свойственны сутамскому комплексу. В.И.Кицул (1971) предложил большое число критериев глубинности и выделил три зоны регионального метаморфизма в пределах Алданского массива (рис.37). В западной его части температура и давление оказались минимальными. В восточной части эти величины имеют промежуточное значение. При этом степень метаморфизма постепенно возрастает в южном и юго-восточном направлениях. Наконец, на южной окраине массива, а также в северной части Джугджуро-Становой складчатой области величины температуры и давления оказались максимальными. Такое дробное разделение древнейших (раннеархейских) гранулитовых комплексов произведено впервые. Поэтому остановимся подробно на характеристике каждой из выделенных зон.

В западной части Алданского массива распространены толщи верхнеалданской свиты, которая А.Н.Нееловым (Неелов и др., 1971) на основании детальных исследований В.Л.Дука (Гранулитовая фация..., 1972) отнесена к нижнему, иенгурскому, комплексу, и федоровской серии (по Дуку), отделенной от первой угловым несогласием. Все эти толщи испытали совместную многократную складчатость, укладываемую в два деформационных цикла, каждый из которых начинался стадией общего смятия и завершался возникновением зон рассланцевания, представляющих собой разрывы в пластичной среде (кинк-зоны). Складчатость происходила на фоне периодического воздымания в центре Верхнеалданского купола, в ядре которого обнажаются породы иенгурского комплекса.

Можно с достаточным на то основанием предположить, что наиболее распространенные в данном регионе парагенезисы, отвечающие гранулитовой фации пониженного давления и определяющие облик данной зоны метаморфизма, возникли во время второй стадии деформаций первого цикла, когда был сформирован общий структурный план западной части Алданского массива (Байкова, 1972).

Рассматриваемая зона, как это справедливо отметил В.И.Кицул (1971), в общем характеризуется широким распространением ассоциаций гранат-кордиерит-

ортоклазовой субфации, относительно высокой железистостью граната (20–25% пироба) в парагенезисе гранат + кордиерит + силлиманит, редкой встречаемостью пород кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфации, полным отсутствием эклогитов, эклогитоподобных пород и гранатовых амфиболитов, а также широким распространением парагенезисов роговой обманки с двумя пироксенами, плагиоклазом и кварцем.

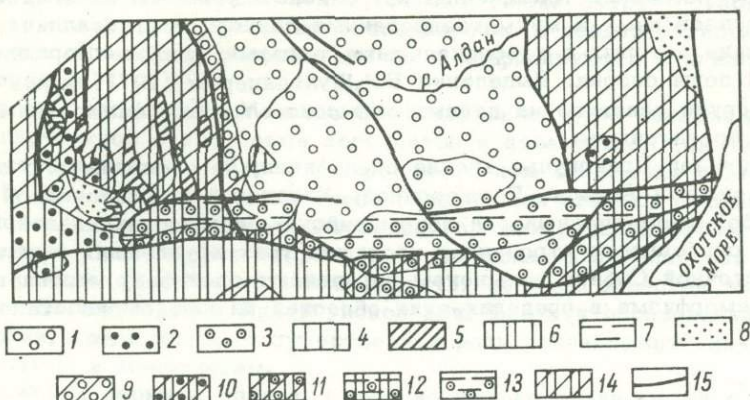


Рис.37. Схематическая карта метаморфических фаций Витимо-Алданского щита. Составлена по материалам А.Н.Неелова и др. (1971 и В.И.Кицула (1971).

Гранулитовая фация: 1 – пониженного, 2 – умеренного, 3 – высокого давления; 4 – высокотемпературные субфации (зона мигматизации) фации куммингтонитовых амфиболитов; 5 – низкотемпературные субфации фации куммингтонитовых амфиболитов и эпидот-амфиболитовая фация серий А; 6 – высокотемпературные субфации (зона мигматизации) фации альмандиновых амфиболитов; 7 – фация зеленых сланцев; 8 – неметаморфизованные породы. Гранулитовая фация: 9 – пониженного давления, диафторированная в условиях фациальных серий А; 10 – умеренного давления, диафторированная в условиях высокотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов, а затем низкотемпературных субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов; 11 – высоких давлений, измененная в той же последовательности; 12 – высоких давлений, диафторированная в условиях высокотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов, а затем зеленосланцевой фации; 13 – высоких давлений, диафторированная в условиях зеленосланцевой фации; 14 – фация альмандиновых амфиболитов, диафторированная в условиях фации куммингтонитовых амфиболитов; 15 – крупнейшие разломы.

Парагенезисы раннего этапа метаморфизма, проявленного до отложения толщ федоровской серии, найдены В.С.Байковой (1972) в глиноземистых породах верхнеалданской свиты. В ней широким распространением пользуются шпинель-гранат-силлиманит-кварцевые породы, что свидетельствует о высоких температуре (около 900°) и давлении (9–10 кбар). Эти породы отличаются необычно высокой концентрацией магния, железа, алюминия и кремния по отношению к другим компонентам, что, вероятно, связано с их реститовой природой. При изменении внешних параметров парагенезис шпинели с кварцем (гранатом и силлиманитом) быстро теряет свою устойчивость, в связи с чем возникают сложные реакционные каймы вокруг первичных минералов (Гранулитовая фация..., 1972). Сущность соответствующих им метаморфических реакций сводится к взаимодействию шпинели с кварцем и полевыми шпатами, в результате чего возникает кордиерит в сочетании с корундом, силлиманитом и магнетитом. В связи с дифференциальной

подвижностью компонентов и относительной инертностью SiO_2 в этих каймах существовали микрозоны, недосыщенные кремнием, и возникали промежуточные продукты реакций в виде сапфирина и корунда. Парагенезисы этих минералов позволили сделать вывод о высокотемпературных условиях рассматриваемых преобразований, осуществлявшихся в условиях кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфации (более 850°C) (Гранулитовая фация..., 1972; Байкова, 1972). Биотит в глиноземистых породах верхнеалданской свиты возникает во всех случаях как поздний, регрессивный минерал, что хорошо согласуется со сделанным выводом.

Таким образом, наиболее ранние стадии метаморфизма, которому подвергались толщи, слагающие нижний структурный ярус западной части Алданского массива, характеризуются условиями перехода от шпинель-кварцевой к гиперстен-кордиерит-ортоклазовой субфации, что соответствует фаціальным сериям B_1 и A_5 . В этом смысле метаморфизм главного этапа, укладываемый в рамки первого деформационного цикла федоровской серии, отличается принадлежностью к одной из серий A , т.е. относительно большей величиной отношения P/P .

В связи с деформациями второго цикла, по данным В.С.Байковой (1972), осуществлялись преобразования толщ федоровской серии в условиях субфации роговообманковых гранулитов, знаменующей дальнейшее снижение и температуры, и давления, а позже - в условиях гранат-кордиерит-ортоклазовой и алмадин-силлиманит-биотит-мусковитовой субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов, что отвечает серии A_3 . В настоящее время нет достаточно надежных данных для корреляции этого завершающего метаморфизма с метаморфизмом унгринского комплекса (Кицул, Лазебник, 1966) и с диафторезом амфиболитовой фации на западной окраине Алданского массива. Можно лишь констатировать, что возникающие при этом парагенезисы не отличаются от ассоциаций, свойственных фаціальная серия A_3 . Кроме того, есть основание утверждать, что унгринский метаморфизм предшествует формированию субганского комплекса (Кицул, 1971).

В восточной части Алданского шита в комплексе пород тимптоно-желтулинской серии, составляющих непрерывный разрез с толщами федоровской серии, степень метаморфизма возрастает. По данным В.И.Кицула (1971), здесь широко распространены парагенезисы гиперстен-кордиерит-ортоклазовой субфации, гранат-диопсид-гиперстен-плаггиоклазовые (с роговой обманкой или без нее) кристаллические сланцы. При этом в отличие от западной зоны гранат, ассоциирующийся с кордиеритом и силлиманитом (или с гиперстеном), характеризуется большей магнезиальностью, что свидетельствует не только о повышенной температуре, но и высоком давлении. В.И.Кицул (1971) показал, что основность плаггиоклаза в парагенезисах гранат + гиперстен + диопсид + амфибол + плаггиоклаз + магнетит и гранат + гиперстен + диопсид + плаггиоклаз + кварц + магнетит закономерно повышается в направлении на юг и юго-восток. Это может быть связано с течением реакций смешенного равновесия, во время которых происходят разложение анортитовой составляющей плаггиоклаза и повышение концентрации чермакитового минала в клинопироксене или в амфиболе, что может определяться повышением давления или в меньшей степени - снижением температуры.

Наиболее интересной, но к сожалению, еще мало исследованной является зона так называемых сутамских гранулитов, возникших при условиях гиперстен-силлиманитовой субфации (фаціальная серия B_2) и слагающих юго-восточную окраину Алданского массива, и примыкающие к нему части Джугджуро-Становой складчатой области. Ранее (Гранулитовая фация..., 1972) мы обращали уже внимание на то обстоятельство, что данная зона занимает явно секущее положение по отношению к преобладающим структурам районов, расположенных к северу. В связи с этим было высказано предположение о более позднем возникновении данного метаморфического комплекса, отвечающего повышенным давлением (около 10 кбар). Вместе с тем признавались малая обоснованность такой гипотезы и возможность синхронности малоглубинного метаморфизма западной части Алданского массива и метаморфизма максимальной глубинности в сутамской зоне. Эта альтернатива должна решаться на базе детальных структурно-метаморфических исследований. Здесь можно лишь отметить, что факт преобразований пород федоровской серии в условиях пониженного давления уже во время первого деформационного цикла позволяет отбросить представление о более раннем проявлении сутамского метаморфизма.

Таким образом, метаморфизм древнейших толщ Алданского массива проявлялся неоднократно, а в период, следовавший за отложением федоровской и тимптоно-желтулинской серии, отличался значительной неоднородностью. При этом на западе, где доказывается этап промежуточной консолидации и где структуры верхнего яруса формировались на фоне периодического воздымания ядра Верхнеалданского купола, проявляется метаморфизм в условиях пониженного давления (серия АБ и А₃) на всех стадиях эволюции. В то же время юго-восточная зона отличается повышенными давлениями (серия Б₂). Иначе говоря, уже в архее наметилась отчетливая тектоническая дифференциация земной коры, выразившаяся не только в появлении отличающихся друг от друга структурно-формационных зон (стр. 79), но и в дифференциации тепловых потоков, более интенсивных в центральной и западной частях Алданского массива и менее интенсивных на юго-восточной его окраине. Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что метаморфизм на каждом этапе развития носил ареальный характер и отличался малыми горизонтальными градиентами температуры и давления. Преобладающими в архее являются гранулиты умеренных давлений, соответствующие сериям АБ и Б₁ (восточная часть Алданского массива), в чем можно было убедиться при анализе материалов по фундаментам древних платформ (Кратц, Глебовицкий, 1972).

Олёкминская структурная зона. Раннеархейские образования в этой зоне слагают более или менее значительные глыбы и представлены гнейсами и кристаллическими сланцами гранулитовой фации умеренных давлений с набором парагенезисов, сходных с теми, которые распространены в восточной части Алданского массива. Они подвергаются региональному диафторезу высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации, изофациальному с метаморфизмом верхнеархейской олёкминской серией. Весьма характерным для всей зоны является широкое развитие явлений ультраметаморфизма и формирование комплекса автохтонных и паравтохтонных гранитоидов станового комплекса, которые совместно с гнейсами олёкминской серии и диафторированным нижним археем слагают фундамент нижнепротерозойского субганского комплекса. Верхнеархейский этап регионального метаморфизма более подробно будет рассмотрен в разделе „Джугджуро-Становая складчатая область“. Здесь мы сосредоточили внимание на толщах протерозоя.

Как уже отмечалось выше, древний раннепротерозойский возраст субганской (олондинской) серии (Кудрявцев и др., 1971; Неелов и др., 1971) не вызывает сомнения. Об этом свидетельствуют датировки 2510, 2540, 2370, 2420 млн лет по мусковитам из постсубганских пегматитов (Кудрявцев и др., 1971). В то же время в подстилающих протерозой толщах олёкминской серии получен возраст 2930–3100 млн лет (Геохронология..., 1968).

Субганская серия слагает многочисленные тектонические клинья, представляющие собой корни глубоко эродированной, единой раннепротерозойской складчатой системы. Благодаря этому во всех породах архейского фундамента повсеместно проявлены процессы диафтореза, изофациального с прогрессивным метаморфизмом нижнего протерозоя. Его степень меняется в рамках эпидот-амфиболитовой фации и чаще всего низкотемпературных субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов. В глиноземистых сланцах изредка встречаются парагенезисы с участием кианита и ставролита при явном преобладании ставролит-андалузитовых (иногда с кордиеритом) сланцев. Непосредственно в бассейне р. Олёкмы встречаются ставролит-мусковит-силлиманитовые и гранат-силлиманит-биотит-мусковитовые сланцы. Все это свидетельствует о том, что условия метаморфизма соответствовали фациальной серии А₃. Забегая вперед, отметим, что такие условия метаморфизма характеризуют ранний протерозой Становой и Батомгской зон.

В южной части Олёкминской зоны распространены толщи удоканской серии, которые, как это можно предполагать (Кудрявцев и др., 1971; Неелов и др., 1971), отделены угловым несогласием от субганского комплекса и слагают крупную синклинорную структуру; в ядрах последней существенно терригенные породы практически не были метаморфизованы. Степень метаморфизма нарастает к периферическим частям структуры и достигает максимума на контакте удоканской серии с подстилающими их породами архея и нижнего протерозоя.

С.П.Кориковский (1967, 1969а, 1969б, 1970, 1971) детально проанализировал парагенезисы метapelитов удоканской серии в диапазоне от высокотемпературных ступеней зеленосланцевой фации до высокотемпературных субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов. Последовательность зон, некоторые критические парагенезисы, особенности состава минералов позволяют относить все эти породы к фациальной серии A_2 и лишь в очень незначительной части - к A_3 . При этом зональность близка к изобарической.

Вопрос об относительном возрасте метаморфизма субганского и удоканского комплексов не решается однозначно. А.Н.Неелов (1972) считает, что субганский и удоканский комплексы были метаморфизованы совместно в условиях низкого давления. При этом степень изменения пород сохранялась примерно постоянной на всей территории Олёкминской зоны, за исключением Удоканской синклинной структуры. Однако вполне вероятно, что каждому из этапов развития соответствовал свой метаморфизм.

Джугджуро-Становая складчатая область

Древнейшие образования Джугджуро-Становой складчатой области (рис.38), представленные зверевской серией, слагают многочисленные выходы в пределах Становой зоны и северной части Тукурингурской структурной зоны. На востоке по характеру метаморфизма они вполне идентичны нижнему архею юго-восточной окраины Алданского массива. По направлению на запад снижается глубинность метаморфизма, и в районе верховьев р.Алдана парагенезисы гиперстениллиманитовой субфации вовсе исчезают. Тем не менее в этих местах сохраняются еще признаки достаточно высоких давлений при региональном метаморфизме.

В кристаллических сланцах, богатых кальцием, часто встречаются парагенезисы роговая обманка + гиперстен + диопсид + гранат + плагиоклаз + магнетит и диопсид + гиперстен + гранат + плагиоклаз + магнетит + кварц, характерные для восточной части Алданского массива. Содержание анортита в плагиоклазах таких парагенезисов меняется от 40 до 52%, что соответствует крайним значениям, полученным В.И.Кицулом (1971) для юго-восточной части зоны гранулитового метаморфизма средних давлений (48-57% Al_2O_3) на Алданском массиве. Это значит, что глубинность рассматриваемого комплекса близка к максимальной для гранат-кордиерит-ортоклазовой и гиперстен-кордиерит-ортоклазовой субфаций, к которым и относятся гнейсы, распространенные в верховьях р.Алдана. В гнейсах, бедных кальцием, широко распространен парагенезис кордиерита, силлиманита и граната с высоким (39,5-41%) содержанием магнезиального минала. Характерно, что в процессе снижения температуры осуществляется переход к гранат-силлиманит-биотитовой субфации, выделяющейся только в глубинной гранулитовой фации.

Метаморфизм верхнеархейской становой серии протекал в условиях высокотемпературных (гранат-кианит-биотито-мусковитовой, кианит-ортоклазовой и силлиманит-ортоклазовой) субфаций фации альмандиновых амфиболитов. Прогрессивный метаморфизм станового комплекса сопровождался диафорезом гранулитов зверевской серии (Другова, Неелов, 1960; Судовиков и др., 1964, 1965; Глебовицкий и др., 1964).

Позднеархейский метаморфизм кианит-силлиманитового типа, проявившийся в большинстве случаев в условиях высокотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов захватывал всю Становую зону и северную часть Тукурингурской зоны. На юге последней его характер несколько менялся. Степень изменения пород варьировала от амфиболитовой до гранулитовой фации. В богатых кальцием породах урканской серии, относящихся к амфиболитовой фации, оказываются устойчивыми ассоциации эпидота только с плагиоклазами повышенной основности (более 40% анортита), в то время как в аналогичных по температуре зонах гнейсы становой серии содержат парагенезис эпидота с плагиоклазом № 25. Вместе с тем в урканской серии устойчивой является ассоциация

Граната с силлиманитом, биотитом и мусковитом, а в становой — гранат + кинит + биотит + мусковит. Все это может быть связано с переходом от фациальной серии B_1 в Становой зоне к серии AB или A_3 на юге Тукурингрской зоны. Показательными являются парагенезисы гранулитовой фации урканской серии, в которой совершенно не встречаются гранат-клинопироксеновые ассоциации. В высокотемпературном парагенезисе гранат-гиперстен-кордиерит содержание пироба в гранате составляет 23–24% (в гранулитах средней глубинности оно достигает 35–40%, Маракушев, 1965).

Снижение давления или повышение интенсивности теплового потока во внутренних зонах подвижных областей, вообще говоря, явление совершенно не типичное. В этом отношении позднеархейские пояса являются аномальными. Возможно, что исключения подобного рода указывают на сложный характер закономерностей изменения теплового и динамического режимов в пространстве и во времени и на наличие связи петрологического типа метаморфизма не только с общим состоянием земной коры, но и со структурой метаморфического пояса, а также с другими локальными факторами.

В пределах Тукурингрской зоны, как уже отмечалось, встречаются многочисленные тектонические клинья, сложенные сланцами желтулакской серии, которая представляет нижнепротерозойский структурный ярус (Судовиков и др., 1965). Степень метаморфизма этих толщ меняется от эпидот-амфиболитовой до низкотемпературных субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов (фациальная серия A_2 или A_3). В связи с этим гнейсы и кристаллические сланцы становой и урканской серий подвергаются изофациальному диафторезу, особенно интенсивно проявленному вдоль зон вторичного рассланцевания и бластомилонитизации, исследованных детально в пределах Урканской подзоны. Характерным является то, что раннепротерозойский метаморфизм здесь однороден, и степень его не зависит от условий первичных изменений станового комплекса, т.е. от того, накладывается ли диафторез на гранулитовую или амфиболитовую фацию. Эта особенность в проявлении метаморфизма является одним из оснований для отнесения его к новому циклу, а не к регрессивной стадии того же периода развития.

Непосредственным продолжением Тукурингрской зоны является Пришилкинский район, который входит в состав Байкальской складчатой области. В связи с этим здесь может быть выделен средне-верхнепротерозойский цикл (или мегацикл) развития (Неелов и др., 1971). В это время проявлялся зеленосланцевый метаморфизм солонцовской серии и ее аналогов, а также сходный по условиям региональный диафторез.

Монголо-Охотская складчатая область

Монголо-Охотская складчатая область (рис.39) отличается широким распространением петрогенетически разнообразных метаморфических комплексов. В последние годы были проведены их специальные исследования (Судовиков и др., 1965; Шульдинер, 1971; Неелов и др., 1971; Милькевич, 1970; Миллер и др., 1972), которые и были приняты во внимание при составлении настоящего раздела.

Агинско-Борщовочная структурная зона по особенностям строения и метаморфизма древнейших образований, относимых к становому комплексу, близка к Пришилкинской и Тукурингрской зонам. Гнейсы и кристаллические сланцы высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации повсеместно мигматизированы, обнаруживают постепенные переходы к автохтонным гранитоидам (гранито-гнейсам) и прорваны крупными телами паравтохтонных гранитов. В настоящее время нет надежных доказательств принадлежности пород станового комплекса к одной из фациальных серий. Нет также данных о присутствии в комплексе основания Монголо-Охотской складчатой области гранулитов архейского возраста (Шульдинер, 1971).

Нижнепротерозойский, удинский, комплекс метаморфизован в условиях низкотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов. Об этом свидетельствуют широкое распространение парагенезисов клинопироксена с роговой обманкой, плагиоклазом, граната с роговой обманкой, эпидотом и плагиоклазом

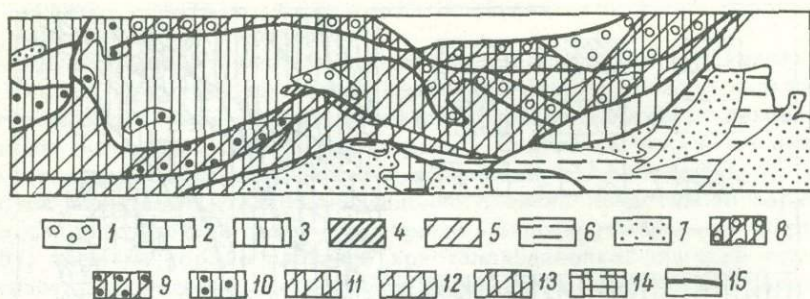


Рис.38. Схематическая карта метаморфических фаций Джугджуро-Становой складчатой области. Составлена по материалам А.Н.Неелова и сотрудников (1971).

1 - гранулитовая фация высокого давления; 2 - высокотемпературные субфации амфиболитовой фации неопределенного давления; 3 - высокотемпературные субфации фации куммингтонитовых амфиболитов; 4 - низкотемпературные субфации фации куммингтонитовых амфиболитов; 5 - низкотемпературные субфации фации альмандиновых амфиболитов; 6 - фация зеленых сланцев; 7 - неметаморфизованные породы; 8 - гранулитовая фация высоких давлений, диафторированная в условиях фации альмандиновых, а затем куммингтонитовых амфиболитов; 9 - гранулитовая фация высоких давлений, испытавшая те же преобразования; 10 - гранулитовая фация высоких давлений, диафторированная в условиях фации альмандиновых амфиболитов; 11 - фация альмандиновых амфиболитов, диафторированная в фации куммингтонитовых амфиболитов; 12 - амфиболитовая фация неопределенного давления, диафторированная в условиях фации куммингтонитовых амфиболитов; 13 - амфиболитовая фация неопределенного давления, диафторированная в условиях фации альмандиновых амфиболитов; 14 - фация альмандиновых амфиболитов, диафторированная в условиях фации зеленых сланцев; 15 - крупнейшие разломы.

(30-35% анортита); постоянная устойчивость ставролита в богатых калием метателитах; максимальное проявление мигматизации. В междуречье Шилки и Унды (Боршовочный хребет) были проведены детальные термометрические исследования (Милькевич, 1970; Котов и др., 1969; Милькевич, Котов, 1972), которые показали вариацию температур от 510 до 650°, что отражает действительную неоднородность метаморфизма ундинского комплекса, выявляющуюся при парагенетическом анализе в северной части Агинско-Боршовочной зоны (Милькевич, 1970). Повсеместное присутствие ассоциаций малотитанистых, но глиноземистых роговых обманок, промежуточных по составу между чермакитом и гастингситом, с существенно альмандиновым гранатом, наличие парагенезисов кианита со ставролитом, альмандином, биотитом и мусковитом, очень редкое появление кордиерита в магнетитовых породах, лишенных граната, широкая устойчивость эпидотовых парагенезисов в относительно высокотемпературных зонах свидетельствуют о проявлении метаморфизма при относительно высоком давлении и о соответствии условий преобразования одной из кианит-силлиманитовых серий (B₁ или B₂).

Верхнепротерозойский агинский комплекс и примерно синхронная с ним янканская серия почти повсеместно подвергались однородному зеленосланцевому метаморфизму. Лишь иногда наблюдается локальное изменение степени метаморфизма до эпидот-амфиболитовой или куммингтонит-амфиболитовой фации. Зональность такого рода была описана в Янканской зоне (Судовяков и др., 1965), выявлена в районе пос. Чирон в Агинско-Боршовочной зоне и связана соответственно с интенсивно развитыми деформациями второй стадии позднепротерозойского

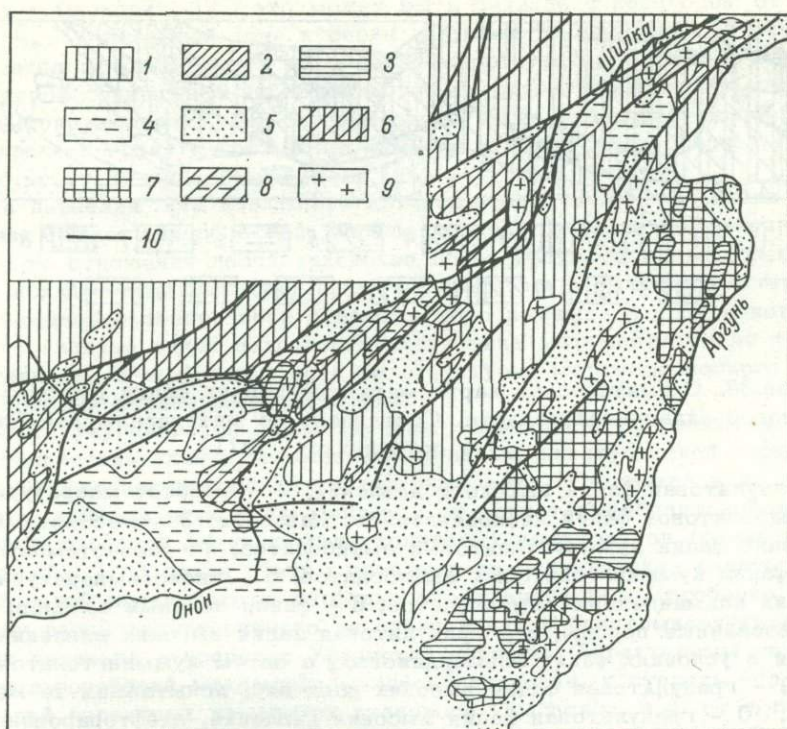


Рис.39. Схематическая карта метаморфических фаций Забайкальской части Монголо-Охотской складчатой области.

1 - высокотемпературные субфации амфиболовой фации неопределенного давления; 2 - низкотемпературные субфации фации альмандиновых амфиболов; 3 - низкотемпературные субфации фации куммингтонитовых амфиболов и эпидот-амфиболовая фация (серии A_1, A_2); 4 - фация зеленых сланцев; 5 - неметаморфизованные породы; 6 - амфиболовая фация (высокотемпературные субфации), диафторированная в условиях низкотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболов; 7 - амфиболовая фация (высокотемпературные субфации), диафторированная в условиях меняющихся температур и низких давлений (серия А); 8 - фация альмандиновых амфиболов, диафторированная в условиях фации зеленых сланцев; 9 - постметаморфические граниты; 10 - главные разломы.

деформационного цикла и с периодом формирования наложенных, позднепалеозойских-раннемезозойских сланцевых куполов.

В восточном Забайкалье толщи агинского комплекса (кулиндинская и ононская свиты) максимально широко распространены в пределах Агинского массива, где устанавливается полный деформационный цикл, включающий три характерные стадии формирования складок и разрывов (Миллер и др., 1972). Первая стадия деформации осуществлялась при радиальной ориентировке главных сжимающих напряжений. В это время возникали кудоловидные нелинейные складки, образованные кристаллизационной сланцеватостью. Внимательное изучение последней показало, что часто она ориентирована параллельно осевым поверхностям мелких, лежащих, изоклиальных складок, шарниры которых имеют примерно одинаковую ориентировку в пределах всего района. Вместе с тем эти складки не оказывают существенного влияния на общий характер залегания толщ. Во всех случаях, когда удавалось наблюдать ритмичную слоистость, залегание оказывалось

нормальным. Отсюда ясно, что упомянутые выше мелкие структуры не могут свидетельствовать о наличии крупных лежачих складок, а следовательно, и значительных тангенциальных перемещений.

Вторая стадия цикла отличалась проявлением деформации в условиях тангенциального сжатия, примерно одинаково ориентированного во всей подвижной зоне. Следствием этого было формирование линейной складчатости северо-восточного, местами субмеридионального простирания. Структуры этого времени отличались значительной сжатостью, часто приближаясь к изоклинальным. В пределах Янканской зоны этот этап деформационного цикла представлен серией изоклинальных складок субширотного простирания, опрокинутых на юг (Судовиков и др., 1965). Наличие хорошо развитой кристаллизационной сланцеватости осевой поверхности, проявление стержневого будинажа пластов метапесчаников, сильное растяжение и разрыв крыльев изоклинальных складок, сохранение их замков лишь в тектонических линзах, окруженных той же сланцеватостью осевой поверхности, свидетельствуют о значительном сплющивании структур после максимального проявления деформации изгиба, о течении материала вдоль осевых поверхностей, что обуславливало тенденцию к воздыманию в осевых частях крупных синклинорных структур.

Третий этап цикла выразился в формировании различных разрывных нарушений и прежде всего кинк-зон, знаменующих переход от пластических деформаций к жестким.

В Агинско-Боршовочной зоне в течение всего рассмотренного деформационного цикла метаморфизм не выходил за пределы мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации в участках максимального проявления складчатости второго этапа. В Янканской же зоне в осевой части крупной синклинорной структуры, где осуществлялось значительное сплющивание изоклинальных складок и проявлялась тенденция к частной инверсии, наблюдается зональность. При этом степень метаморфизма постепенно изменяется от самых низов зеленосланцевой фации, где в метавулканитах устойчивы парагенезисы хлорита, эпидота, альбита и кальцита, до эпидот-амфиболитовой фации (Судовиков и др., 1965).

Другим хорошо исследованным примером метаморфической зональности в верхнем протерозое Монголо-Охотской складчатой области является район пос. Чирон в Восточном Забайкалье. По данным Ю.В.Миллера и др. (1972), толщи агинского комплекса вовлекались здесь в новый деформационный цикл, во время которого происходила деформация кинк-зон предшествующего цикла и образовался сланцевый купол в процессе осевого (нелинейного) поднятия. В это же время возникла положительная термическая аномалия, обусловившая появление высокоградиентной зональности андалузит-силлиманитового типа. Зональный метаморфизм накладывается на агинский комплекс, в котором высокотемпературные минералы биотит-мусковитовой субфации фации эпидотовых и куммингтонитовых амфиболитов часто развиваются вдоль кристаллизационной сланцеватости второго деформационного цикла, а также на верхнепалеозойские терригенные толщи. Этим определяется возраст зонального метаморфизма, который, по-видимому, характерен для северо-западной окраины Агинско-Боршовочной зоны.

На юго-восточной окраине этой зоны в районе Цаган-Олуя проявление зонального plutонического метаморфизма было описано С.М.Синицей (1963), который доказал его постраниюрский возраст. Мы аналогичные явления наблюдали в районе ст. Оловянная, где выявлен слабо эродированный сланцевый купол. С ним совпадает термическая аномалия, вызвавшая повышение степени метаморфизма пород агинского комплекса и перекрывающей его нижней коры до эпидот-амфиболитовой фации.

В подавляющем большинстве случаев степень метаморфизма верхнепротерозойских толщ Приаргунской зоны соответствует мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. Но на отдельных участках вблизи поднятий древнего основания наблюдается переход к фации эпидотовых амфиболитов и низкотемпературным субфациям амфиболитовой фации. Гранатовые, андалузитовые и хлоритоидные сланцы фации эпидотовых амфиболитов обычно содержат ставролит (серебрянская толща), однако в более высокотемпературных зонах этот минерал не встречается. Типичными здесь являются кордиерит-андалузитовые сланцы, что свидетельствует о

низких давлениях, соответствующих фаціальным сериям A_1 и A_2 . В этом заключается еще одно отличие Приаргунского пояса от Свектофеннского и ему подобных.

Общая последовательность метаморфических событий в юго-восточном обрамлении Сибирской платформы

На юго-восточной окраине и в обрамлении Сибирской платформы с большей определенностью, чем на Балтийском щите, выделяются два дораннепротерозойских мегацикла развития, которым соответствуют два архейских метаморфических комплекса (мегакомплекс). Первый из них объединяет толщи, измененные в условиях гранулитовой фации, которые распространены на обширных пространствах в фундаменте Сибирской платформы (Кратц, Глебовицкий, 1972), обнажаются на Анабарском щите, Енисейском кряже, слагают срединные массивы на северо-востоке СССР (Охотский и Омолонский). Они же обнажаются в глыбах в пределах Олёкминской, Становой, Тукурингской, Пришилкинской зон. Обычно наиболее древний метаморфизм протекал в условиях средней глубинности. Однако в пределах Алданского массива, выступавшего начиная с позднего архея как относительно стабилизированная структура, и на прилегавших к нему территориях уже в этот период четко проявилась неоднородность метаморфизма, отражавшая неодинаковую плотность теплового потока в различных структурно-формационных зонах.

Региональный метаморфизм в западной части Алданского массива, где распространены наиболее древние образования фундамента Сибирской платформы (иенгский комплекс) и где выявляются признаки по крайней мере двух этапов промежуточной консолидации (после складчатости и метаморфизма иенгского комплекса и между первым и вторым деформационными циклами федоровской серии), развивался по регрессивному пути (происходило снижение и температуры, и давления) и завершался изменениями в условиях фации куммингтонитовых амфиболитов. На всех стадиях эволюции, которые могут быть установлены, изменения осуществлялись в условиях пониженного давления, или относительно высокой плотности теплового потока. Ранее такой путь эволюции был назван нами алданским (Кратц, Глебовицкий, 1972). В отличие от этого в периферических частях Алданского массива, а также на Анабарском щите, где выступает часть притяженного пояса (судя по геофизическим данным), с запада обрамляющего площади распространения древнейших комплексов фундамента Сибирской платформы, давление все время поддерживалось на высоком уровне и соответствовало гиперстен-силлиманитовой субфации или верхним частям гиперстен-кордиерит-ортоклазовой и гранат-биотит-силлиманитовой субфаций.

Именно в областях распространения наиболее глубоких гранулитов в позднем архее закладывались новые подвижные пояса, в пределах которых регионально проявлялись метаморфизм в условиях высокотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов (кианит-силлиманитовая фаціальная серия) и ультраметаморфизм, приводивший к формированию значительных масс автохтонных и параавтохтонных гранитоидов. Процессы гранитизации захватили большие площади и вызвали серьезные изменения в строении и составе земной коры. В частности, во многих зонах они обусловили почти полные преобразования первичных гранулитовых толщ. Такие комплексы пород сохранились в более или менее неизменном виде лишь в пределах крупных глыб, контролирующих некоторое понижение степени метаморфизма.

Позднеархейские метаморфические пояса Восточной Сибири весьма близки по своему характеру к аналогичным докарельским структурам фундамента Восточно-Европейской платформы, о которых речь шла в предыдущем параграфе (стр. 74). Они сходны еще и в том отношении, что именно в их пределах закладывались раннепротерозойские подвижные пояса. К этому периоду развития в Восточной Сибири относится формирование субганского комплекса в Олёкминской зоне, джелтулакской серии в Тукурингской зоне, ундийского комплекса в Агинско-Борзовочной зоне. Все они сохранились лишь в виде небольших тектонических клиньев, являющихся корнями глубоко эродированной складчатой системы. В качестве

основания этих геосинклинальных комплексов выступают мигматизированные толщи станового комплекса и тесно связанные с ними гранитоиды. Во всех случаях доказываются наличие раннеархейских гранулитовых образований.

В пределах Олёкминской и Тукурингской зон в раннем протерозое были сформированы метаморфические пояса, близкие по своему характеру к тому поясу, который, как можно предполагать, существует в фундаменте Восточно-Европейской платформы и прослеживается из центральной Карелии в районы Большого Кривого Рога и КМА. Их близость определяется не только сходством геологической истории, состава и структуры нижнепротерозойских толщ, но проявлением в обоих случаях неоднородного метаморфизма низких давлений (фациальные серии A_2 и A_3).

Проявлением метаморфизма указанного типа завершилось развитие Джугджуро-Становой складчатой области. Ранее такой путь эволюции плутонических явлений назван был нами становым (Кратц, Глебовицкий, 1972). Нетрудно убедиться в том, что такой же путь прошла в досреднепротерозойское время Кольско-Норвежская зона на Балтийском щите.

Характер раннепротерозойского метаморфизма менялся в южном направлении. В северной части Монголо-Охотского пояса (в Агинско-Борщовочной зоне) в эвгеосинклинальной зоне и вблизи нее возник метаморфический пояс с кианит-силлиманитовым типом метаморфизма.

Как уже отмечалось ранее, при корреляции разрезов раннего докембрия возникает ряд объективных трудностей, связанных с некоторой неопределенностью датировки конкретных супракристалльных серий. Тем не менее можно заметить, что в раннем и среднем протерозое четко проявилась дифференциация земной коры и обособились структуры с различным тектоническим режимом. Следствием этого было формирование метаморфических поясов с разными петрогенетическими особенностями регионального метаморфизма. Так, в Олёкминской зоне в течение раннего протерозоя проявлялся метаморфизм при пониженном давлении, отвечающем серии A_3 , собственно удоканский комплекс относится к фациальной серии A_2 . В то же время в пределах северной части Байкальской горной области распространены исключительно образования серии B_1 (Неелов и др., 1971). Отличаются своей метаморфической специализацией в протерозойское время и подвижные зоны южной части обрамления Сибирской платформы (Тукурингская и Агинско-Борщовочная зоны). Иначе говоря, в этот период, так же как и на Европейском континенте, начали формироваться системы парных метаморфических поясов. При этом структуры, отличающиеся проявлением андалузит-силлиманитового метаморфизма, локализованы по периферии Алданского массива и во внешних зонах подвижных областей.

Степень тектонической дифференцированности возрастает в позднепротерозойское время, когда был сформирован обширный геосинклинальный прогиб на юге Сибири, захвативший территорию Енисейского края, Западного и Восточного Саяна, Хамар-Дабана, Монголо-Охотской складчатой области, Бурейского и Ханкайского массивов. В пределах всей этой области выделяются относительно узкие зоны с эвгеосинклинальным типом разреза осадочно-вулканогенных комплексов, частью которых являются рассмотренные выше структуры Агинско-Борщовочной и Янканской зон. Для них характерно проявление однородного зеленосланцевого метаморфизма, отражающего существование ровного теплового потока относительно малой плотности. Заметные термические аномалии отмечаются резко, а их возникновение чаще всего связывается со значительно более поздними, позднепалеозойскими или раннемезозойскими периодами развития.

В геологической истории северной части Азиатского континента пояса с однородным зеленосланцевым метаморфизмом эвгеосинклинальных толщ появляются впервые в позднем протерозое, что характерно и для восточного обрамления Европейской платформы. Если при этом иметь в виду, что в таких поясах, на ранних стадиях их развития, формировались глаукофансланцевые комплексы (например, максютовский), то становится очевидным значительное сходство позднедокембрийских и фанерозойских метаморфических поясов.

За пределами узких эвгеосинклинальных зон позднепротерозойской подвижной области были сформированы пояса свекофеннского типа, где процессы регионального метаморфизма проявлялись в существенно иных термодинамических условиях.

С этим было связано формирование зональных андалузит-силлиманитовых комплексов, которые широко распространены в Сангилене, Хамар-Дабане, в Приаргунской зоне, на окраинах Буреинского массива. Показательным является верхнепротерозойский комплекс Ханкайского массива в Приморье (Мишкин, 1969), где неоднородному метаморфизму подвергаются терригенно-карбонатные толщи, непосредственно подстилающие фаунистически охарактеризованный кембрий. Появление при средних температурах парагенезисов ставролит-кордиерит-биотит-мусковитовой субфации, дегидратация ставролита в поле устойчивости силлиманита свидетельствуют о соответствии условий преобразования пород фациальной серии A_3 . Такая особенность термодинамического режима позднекембрийского метаморфизма характерна для всей южной части Сибири, например для Алтае-Саянской области, где как раз и описаны зональные комплексы переходного по величине давления типа (Кеpezинскas, 1971; Кеpezинскas, Хлестов, 1971; Лепезин, 1972).

Выводы

1. На материалах по Восточной Сибири доказывается, что заметная тектоническая дифференциация, обусловившая латеральные изменения петрогенетических особенностей метаморфизма, а значит, и теплового режима подвижных областей, наметилась еще в раннем архее.
2. Выделяются два дораннепротерозойских мегацикла развития, которым соответствует возникновение сначала гранулитового (алданского), а затем амфиболит-мигматитового (станового) метаморфических мегакомплексов.
3. В раннем, среднем и позднем протерозое формировались системы парных метаморфических поясов, отличающихся термодинамическим режимом.

Глава 4. ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА В ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЯХ, ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА

В предыдущих двух главах были рассмотрены типы метаморфических поясов, эволюционные и петрогенетические особенности метаморфизма в раннедокембрийских подвижных областях. Здесь мы обратимся к рассмотрению некоторых общих вопросов, имеющих отношение к выявлению эмпирических закономерностей пространственной локализации и развития метаморфических процессов.

§ 1. РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И РАЗВИТИЕ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Связь регионального метаморфизма с подвижными поясами, в пределах которых проявлена интенсивная геосинклинальная складчатость, не вызывает сомнения и подчеркивается многими исследователями (Судовиков, 1964; Семененко, 1966; Маракушев, 1965, и др.). Однако понимается она по-разному.

По мнению Н.Г.Судовикова (1964), сущность этой связи сводится к тому, что в процессе тектонических движений осуществляется погружение супракрустальных толщ на большую или меньшую глубину и их преобразование под действием повышающейся температуры. При этом предполагается, что величина геотермического градиента остается постоянной в течение всего геосинклинального цикла, а складчатость проявляется во время нисходящих движений и завершается до кульминационной стадии метаморфизма и ультраметаморфизма, которая соответствует максимальному погружению. Если принять такую схему развития метаморфизма в подвижных поясах, то вместе с тем необходимо признать прямую связь температуры преобразования пород с глубиной, что находится в противоречии с наблюдениями над зональными комплексами.

А.А.Маракушев (1965, Маракушев и др., 1971) обращает внимание на то, что благодаря тектоническим дислокациям повышается проницаемость земной коры, создаются условия для восходящих потоков флюида (сквозьмагматических растворов, по Д.С.Коржинскому, 1965) и подъема геоизотерм. Следствием первого обстоятельства является уменьшение флюидного давления и парциального давления на воду, что снижает температуру реакций дегидратации. В противоположность этому в недислоцированных, но глубоко погруженных толщах таких отрицательных структур земной коры, как Южно-Каспийская впадина, метаморфизм не осуществляется, несмотря на значительную температуру в основании осадочного слоя - 544°C (Власов, 1971). Причиной этого, как считает А.А.Маракушев, является замкнутость системы по отношению к H_2O .

Гипотеза А.А.Маракушева кажется весьма правдоподобной, но и она как будто бы находится в противоречии с наблюдениями. Как отмечалось в гл.1, в участках повышенной проницаемости, какими, например, являются зоны расланцевания, очень редко устанавливаются заметные латеральные изменения степени метаморфизма. Это ставит под сомнение вывод о значительном снижении в этом случае P_f по отношению к общему давлению и представление о значительной роли флюида в конвективной теплопередаче.

В последние годы стала популярной гипотеза о "посттектоничности" (имеется в виду складчатый тектогенез) метаморфизма (Обуэн, 1967). Такие

представления, в частности, базируются на наблюдениях в хорошо исследованных районах над соотношениями регионального метаморфизма и складчатости. При этом особое значение придается известному факту наложения зонального метаморфизма на уже сформированные тектонические покровы, чешуи и изоклинные складки (Wenk, 1962; Chatterjee, 1961; Niggli, Niggli, 1966, и др.), т.е. на структуры, представляющие, по Ден Тексу (Den Tex, 1963), главную фазу тектогенеза в альпийских и каледонских поясах. Выяснение этих соотношений действительно важно для понимания природы метаморфизма, но не является достаточным для решения проблемы в целом. Поэтому в данном параграфе содержится попытка более подробно рассмотреть связь метаморфических процессов с этапами и стадиями тектонических движений на основе представления о цикле складчатости, или деформационном цикле (Миллер, 1973).

Циклы складчатости и региональный метаморфизм

В главах 2 и 3 отмечалось, что деформации супракрустальных толщ в метаморфических поясах осуществляются во вполне закономерной последовательности. Это дает возможность говорить о существовании цикла складчатости, включающего в себя три характерные стадии: 1) формирование нелинейных складок и складчатых систем в условиях радиальных движений; 2) образование линейных складок и складчатых систем под действием общего тангенциального сжатия; 3) формирование разноориентированных разрывных нарушений в относительно пластичной среде и (или) нелинейных поднятий (например, диапиродных куполов).

Структуры первой стадии деформационного цикла с характерной для них простотой форм сохраняются достаточно часто. Период ранних радиальных движений устанавливается в сложных складчатых системах. В качестве примера сошлемся на приведенные выше материалы по Свекофеннскому метаморфическому поясу. На северо-восточной его окраине известны многочисленные поднятия гранито-гнейсового основания, интерпретированные П.Эскола (Eskola, 1949) как облекаемые купола, генетически связанные с ремобилизацией древних гранитоидных массивов и с явлениями глубинного диапиризма. Детальные исследования (Судовиков и др., 1970) позволили обосновать высказанное ранее предположение (Судовиков, 1954) о многостадийности деформаций в зоне куполовидных структур. При этом оказалось, что ранним стадиям соответствуют вертикальные движения и возникновение крупных складок поперечного изгиба, отличавшихся по сравнению со структурами первой стадии в верхнем протерозое Восточного Забайкалья (стр. 86) значительной амплитудой. Происходившая в этих условиях трансформация радиальных сил в тангенциальные обусловила возникновение систем сильно сжатых складок, в которые снимались не только супракрустальные толщи покрова, но и контактирующие с ними гранито-гнейсы основания. Ориентировка складок определялась контурами поднятий, а форма последних была обусловлена первичной анизотропией фундамента, а именно наличием в нем линейных структур субмеридионального и северо-восточного простирания (рис.29).

Можно предполагать, что многие крупные складки в становом комплексе также сформировались во время первой стадии деформационного цикла. Они отличаются пологими углами падения крыльев и наличием асимметричных мелких изоклиальных складок, осевые поверхности которых и параллельная им сланцеватость (S_1) описывают названные открытые структуры. При этом нет никаких оснований говорить о существовании крупных изоклиальных складок, предшествовавших данной стадии деформаций. Сланцеватость S_1 изгибается в линейные складки северо-западного простирания, ориентированные согласно с простиранием всей Становой зоны и относящиеся ко второй стадии деформационного цикла.

Вторая стадия деформационного цикла особо важна для анализа тектонического контроля метаморфизма. Поэтому необходимо подробно остановиться на ее характеристике. Наиболее простые формы выражения деформаций этого периода мы находим в верхнем протерозое Вост.Забайкалья (Миллер и др., 1972) и, возможно, в становом комплексе (имеются в виду только что упомянутые примеры).

Это зоны линейной, прямой или слабо запрокинутой, часто изоклиальной складчатости с хорошо выраженной кристаллизационной сланцеватостью осевой поверхности. Несомненна связь этих структур с тангенциальным сжатием, осуществившимся в пределах всей подвижной зоны и обуславливавшей сокращение складчатого сегмента. Очевидно, что такие дислокации интенсивно развиты в наиболее погруженных участках подвижной области, в интрагеосинклиналиях.

Более сложный характер имеют структуры второй стадии деформационного цикла в участках максимального метаморфизма, в поясах с хорошо развитой зональностью. Это прежде всего относится к Свекофеннскому метаморфическому поясу, подробно рассмотренному во второй главе. Интенсивное тангенциальное сжатие вызывает здесь не только формирование системы прямых изоклиальных складок в интрагеосинклиналиях прогибах, но также опрокинутых в сторону относительно стабилизированной к тому времени Центрально-Карельской зоны изоклиальных структур, тектонических покровов и надвигов. Последние, как вытекает из анализа фактического материала (гл.2, § 2), являются следствием деформации сплющивания дислоцированных толщ и воздымания в осевых частях интрагеосинклиналий. Тангенциальные перемещения масс в Свекофеннском поясе не были значительными. Их амплитуда вряд ли превышала 10 км. Сами же тектонические покровы не подвергались существенным деформациям, и лишь в редких случаях они изогнуты в открытые складки.

Аппалачский метаморфический пояс отличается от Свекофеннского большей сложностью структур второй стадии деформационного цикла и, по-видимому, большей продолжительностью этого периода развития. Воздымание в осевой части подвижного пояса восточнее Бронсонского антиклинория (рис.25) приводило к развитию систем лежащих изоклиальных складок и надвигов, по которым происходило значительное тангенциальное перемещение масс. В процессе продолжающейся частной инверсии тектонические покровы вторично сминались либо в опрокинутые и лежащие изоклиальные складки (южная часть Бронсонского антиклинория), либо в нелинейные структуры центрального типа (Уиллимантийский и Лаймский купола восточной части штата Коннектикут). И в том, и в другом случае степень деформированности структур второй стадии весьма значительна, что свидетельствует о больших амплитудах вертикальных движений в период частной инверсии. Так, например, при подъеме Уиллимантийского купола осевая поверхность первичной синклинальной структуры сминается в изоклиальную лежащую складку с амплитудой до 20-25 км (рис.26, разрез В-В¹), которая в Лаймском куполе подверглась дальнейшему сплющиванию, что обусловило заметное сокращение ширины структуры (рис.26, разрез С-С¹).

Большим морфологическим разнообразием отличаются структуры второй стадии деформационного цикла в пределах Беломорско-Лапландского метаморфического пояса на Балтийском щите. Наиболее характерной чертой строения данной области является широкое развитие многократно возникающих взбросов, надвигов и лежащих изоклиальных складок, которые наблюдаются и в беломорском комплексе, и в прилегающих к нему карельских толщах. Тектонические покровы, как и в южной части Аппалачского метаморфического пояса, деформировались в процессе продолжающихся восходящих движений в осевой части подвижной зоны. В данном случае это выразилось в развитии поперечных складок (Дук, 1967; Горлов, 1967), являющихся прямым следствием осевого сжатия главных продольных структур, что в свою очередь обусловлено перемещением материала вдоль осевых поверхностей последних. Обращает на себя внимание тот факт, что поперечные складки всегда обладают явной тенденцией к опрокидыванию, вплоть до формирования лежащих структур. В этом проявляется их сходство с поздними складками южной части Бронсонского антиклинория. В обоих случаях сформированная ранее структура тектонических покровов обуславливала тангенциальное перемещение материала при образовании поздних складок и препятствовала свободному вертикальному движению масс.

В главе 2 подчеркивалось, что широкое развитие покровных структур вообще характерно для метаморфических поясов альпийского типа. В этом отношении неясными остаются лишь особенности Уральского пояса. Нам представляется, что его специфика является кажущейся и образованию куполов предшествовал период крупных надвигов.

Деформация тектонических покровов, возникновение купольных структур типа уральских, поперечная складчатость знаменуют собой переход к третьей стадии деформационного цикла, которая лишь в простейшем случае, исследованном в Вост.Забайкалье, выражается в возникновении несущественных для формирования общего структурного плана складчатой области разрывов в пластичной среде (кинк-зоны). Обычно же деформации этого периода более сложные. В Свеккофеннском метаморфическом поясе интенсивное тангенциальное сжатие и дальнейшее сплющивание прямых изоклиналиных складок осевых частей интрагеосинклиналей приводят в конечном итоге к продольному сжатию структур второй стадии, к возникновению мелких поперечных складок и, что самое важное, более или менее протяженных, параллельных осевым поверхностям последних кинк-зон, имеющих чаще всего характер сдвигов. Одновременно с этим проявляются радиальные движения мобильных гранитоидных масс и формирование диапироидных куполов, широко развитых в южной Финляндии (Kranck, 1957) и являющихся типичными инфраструктурами многих метаморфических поясов (Судовиков и др., 1970).

Таким образом, складчатость в метаморфических поясах развивается вполне закономерно, и все наблюдающиеся генерации структур могут быть объединены в три стадии деформационного цикла, каждая из которых отличается общей направленностью тектонических движений, и, как следствие этого, морфологией и ориентировкой складок и разрывов. Естественно, что конкретные метаморфические комплексы могут характеризоваться различной интенсивностью деформаций разных стадий цикла. Верхний протерозой Вост.Забайкалья, по-видимому, как и все однородно метаморфизованные комплексы, отличается развитием лишь относительно простых структур первой и второй стадий. В Свеккофеннском метаморфическом поясе устанавливается полный деформационный цикл. Вторая стадия эволюции выражается в формировании главным образом прямой линейной складчатости и в относительно свободном подъеме масс во время частной инверсии. Тангенциальные смещения по надвигам незначительны, а покровы оказываются деформированными очень слабо. В Аппалачах и Беломорско-Лапландском поясе резко усложняется структура тектонических покровов в связи с их поздней деформацией. В это время обнаруживается четкая тенденция к тангенциальному движению материала. Метаморфические пояса альпийского типа всегда отличаются преимущественным развитием деформаций второй стадии, что прежде всего выражается в возникновении крупных тектонических покровов.

Рассмотрим проявление метаморфизма в разные стадии деформационного цикла, а также связь петрогенетических особенностей изменения пород и характера структуры метаморфического пояса. О проявлении метаморфизма в первую стадию деформационного цикла известно немного. В верхнем протерозое Монголо-Охотского пояса кристаллизационная сланцеватость S_1 , связанная с ранним периодом радиальных движений, повсеместно выражена минералами мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. Дальнейшие деформации, формирование линейной складчатости второй стадии и развитие кристаллизационной сланцеватости осевой поверхностью S_2 , как правило, не сопровождается существенными изменениями степени метаморфизма. Наблюдающаяся иногда зональность и переход к биотит-мусковитовой субфации или к эпидот-амфиболитовой фации тяготеют к участкам интенсивного развития складок второй стадии. Примером тому может служить повышение степени метаморфизма по направлению к оси обращенной синклинойной структуры в центральной части Янканской зоны (Судовиков и др., 1965). В других случаях интенсивность изменения пород возрастает в ядрах наложенных сланцевых куполов, подобных выявленным в периферических частях Агинского массива (Миллер и др., 1972). Иначе говоря, есть все основания полагать, что первая стадия деформационного цикла в позднем протерозое ознаменовалась проявлением однородного зеленосланцевого метаморфизма.

Менее ясен характер метаморфических преобразований в раннюю стадию деформаций в метаморфических поясах с хорошо развитой метаморфической зональностью. В Северном Приладожье минералы кристаллических сланцев и гнейсов зон ставролитовых и более высокотемпературных субфаций формируют плоскостные и линейные элементы структур второй стадии деформационного цикла

(Судовиков и др., 1970). По-видимому, этому предшествовал более низкотемпературный метаморфизм. Однако степень его неоднородности совершенно не ясна.

Весь изложенный в гл.2 материал определенно свидетельствует о том, что становление метаморфической зональности как андалузит-силлиманитового, так и кианит-силлиманитового типа происходило во время второй стадии деформационного цикла. Ранее на примере Северного Приладожья нами было показано, что во время главного этапа деформаций, „заканчивавшихся частой инверсией в зонах максимального тангенциального сжатия, региональный метаморфизм проявился весьма интенсивно и его результатом было формирование правильной метаморфической зональности ...в том виде, как мы ее наблюдаем на современном эрозионном уровне“ (Судовиков и др., 1970, стр.208). Есть данные о том, что зоны ставролитовых, силлиманит-альмадин-биотит-мусковитовой, альмадин-биотит-кордиерит-ортоклазовой субфаций (рис.31) были образованы в этот период. В зоне же гранулитовой фации существуют гнейсы и кристаллические сланцы, минералы которых пришли в равновесие на более глубоком уровне, чем современный эрозионный срез. В них, например, встречается парагенезис кордиерита с гранатом, содержащим до 31% пирропа (Лебедев, 1964; Нагеев, 1965; Судовиков и др., 1970). Таким образом, можно предположить, что в общем в изобарической зональности мы находим признаки вертикальной неоднородности метаморфизма, которая существовала до второй стадии деформационного цикла. Глубинные образования были механически вынесены во время инверсии.

Не менее убедительно становление горизонтальной зональности во время второй стадии деформационного цикла доказывается на примере Аппалачского метаморфического пояса, где зоны максимального метаморфизма совпадают с зонами максимального воздымания в период частной инверсии. Особого внимания здесь заслуживает рассмотрение соотношения метаморфизма с периодом формирования крупных тектонических покровов и деформирующих их складчатых структур.

Данные по Бронсонскому антиклинорию свидетельствуют о том, что подъем на востоке этой структуры, куда повышается степень метаморфизма, осуществляется в период смятия крупных покровов. Последние явно секутся границами метаморфических зон (рис.25, б). Следовательно, метаморфизм запаздывает по отношению к периоду наиболее значительных тангенциальных движений. Еще более отчетливо это соотношение доказывается в восточной части штата Коннектикут. Образование Лаймского купола, как уже отмечалось, следует непосредственно за формированием изоклинальных складок главной стадии деформаций и знаменует собой наиболее интенсивные для данной области радиальные движения. К этому же участку тяготеет зона максимального метаморфизма гранат-силлиманит-биотит-ортоклазовой субфации (рис.26, 27).

В то же время существуют данные о более ранних проявлениях метаморфизма. Толщи раннекембрийского (?), ордовичского, силурийского и раннедевонского возраста, распространенные в восточном обрамлении массива Зеленых гор, находятся в первичном, автохтонном, залегании по отношению к тектоническим покровам Бронсонского антиклинория. Они слагают вытянутые в субмеридиональном направлении Тауншендско-Браунингтонскую синклинали и смежную с нею антиклинальную складку, распадающуюся на серию сланцевых куполов (рис.24). В процессе роста последних имело место обычное для всего региона воздымание на востоке, в осевой части подвижной зоны, что нашло отражение в моноклином характере симметрии купольных структур.

Рассматриваемый участок попадает в зону эпидот-амфиболитовой фации. Лишь в полосе купольных структур появляются породы кианит-ставролит-биотито-мусковитовой субфации. Направление движений, по данным Дж.Розенфельда (Study of Appalachian..., 1969), находит отражение в ротационных структурах граната, который, следовательно, кристаллизовался синкинематически по отношению ко времени формирования куполов. Иначе говоря, в этом случае зона кианит-ставролит-биотит-мусковитовой субфации является наложенной на более низкотемпературные породы. Существовавшая в период метаморфизма термическая аномалия обнаруживает отчетливую связь с воздыманием в ядерной части антиклинальной структуры.

В пределах Бронсонского антиклинория имеются участки, где высокотемпературные образования (гранат-силлиманит-биотит-мусковитовая и гранат-силлиманит-биотит-ортоклазовая субфации) находятся в аллохтонном залегании, перекрывая менее метаморфизованные сланцы (см., например, разрез В - В' на рис.25). Это определенно свидетельствует о том, что частично толщи прошли стадию высокотемпературного метаморфизма еще до формирования тектонических покровов.

Таким образом, на примерах Свекофеннского и Аппалачского метаморфических поясов можно убедиться в том, что становление метаморфической зональности происходило во время второй стадии деформационного цикла, в период формирования и последующей деформации тектонических покровов. Можно также говорить о том, что термические аномалии сохранились в момент перехода к третьей стадии. До этого преобразования пород, безусловно, имели место. Но они были однородными, и изменения степени метаморфизма происходили главным образом в вертикальном, а не в горизонтальном направлении. Иначе говоря, метаморфизм во всех разобранных случаях является складчатым и может в том или ином виде проявляться на всех стадиях деформационного цикла. В процессе эволюции возрастает степень его неоднородности в связи с постепенной дифференциацией теплового потока и возникновением более или менее значительных термических аномалий во время инверсии интрагеосинклинальных прогибов.

Выше речь шла о формировании термальных структур первого порядка, соизмеримых по площади со структурно-формационными зонами. Однако существуют положительные структуры, с которыми связаны локальные термические аномалии. К ним относятся некоторые облекаемые и сланцевые купола. Об одном из таких примеров мы упоминали в связи с рассмотрением восточного обрамления массива Зеленых гор в Аппалачах. В Северном Приладожье структурами подобного рода являются облекаемые купола Питкьянтской группы (Судовиков и др., 1970), возле которых наблюдается заметное увеличение ширины зоны гранат-силлиманит-биотит-мусковитовой субфации (рис.31).

Яркие примеры термически активных наложенных сланцевых куполов мы находим в периферических частях Агинского массива (Вост.Забайкалье). Один из них мы детально исследовали в районе устья р.Онона (Миллер и др., 1972), где в процессе нелинейного поднятия центрального типа формировались сильно сжатые складки с хорошо развитой кристаллизационной сланцеватостью осевой поверхности. Последняя образует слабо вытянутую в плане антиформную структуру. Деформациям такого рода подвергаются кинк-зоны третьей стадии позднепротерозойского цикла складчатости и поверхности напластования в пермских флишеидных толщах. Наблюдается отчетливое повышение степени метаморфизма по направлению к ядру наложенного купола. Если на периферии этой структуры развиты неметаморфизованные палеозойские песчано-сланцевые толщи и породы верхнего протерозоя, относящиеся к мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев, то в ее центре появляются двуслюдяные гнейсы, мигматиты и реоморфические гранитоиды, обнаруживающие интрузивные соотношения с вмещающими их гнейсами, сланцами и мигматитами. В этом случае устанавливается отчетливая связь между формированием сланцевого купола и явлениями глубинного диапиризма, а значит, появляется возможность генетического толкования поднятий центрального типа и объяснения термической аномалии увеличением интенсивности теплового потока, когда гранитоидные расплавы являются средой конвективной теплопередачи.

Другим примером термически активного сланцевого купола является структура, выявленная нами в районе ст.Оловянной, на восточной окраине Агинского массива (Миллер и др., 1972). Под действием радиальных сил кристаллизационная сланцеватость пород верхнего протерозоя, кинк-зоны в них и поверхности напластования нижеюрских песчаников и кристаллических сланцев сминаются в лежащие изоклиналиные складки со сланцеватостью осевой поверхности. В связи с этим происходит перекристаллизация ранее неметаморфизованных или слабо метаморфизованных пород в условиях фации эпидотовых амфиболитов. Гранитное ядро рассматриваемого купола не вскрыто эрозией. Однако его наличие можно предполагать, так как в центральной части структуры обнажаются пегматоидные

граниты, обычно пространственно связанные с реоморфическими гранитоидами подобных термических аномалий.

Возникновение локальных термальных структур, сходных с рассмотренными выше, является характерной чертой фанерозойских подвижных зон. Они, например, широко развиты в варисцидах Средней Азии (Бакиров, 1971). Их связь с поднятиями центрального типа, морфологически выраженным сланцевыми куполами, не всегда очевидна. В ряде случаев предполагается посткинематический характер метаморфической кристаллизации. Однако пространственная связь высокоградиентной зональности с гранитоидными плутонами всегда выступает очень отчетливо. Другой характерной чертой, объединяющей данные термальные структуры, является малая глубинность метаморфизма; о чем свидетельствует повсеместное формирование парагенезисов фаций и субфаций, объединяющихся в одну из андалузит-силлманитовых фациальных серий.

Этапы развития подвижного пояса и циклы метаморфизма

В ранее опубликованных работах (Глебовицкий, 1969; Судовиков и др., 1970; Кратц, Глебовицкий, 1972) и в гл. 2 автор уже высказывал ряд общих соображений о существовании циклов регионального метаморфизма. В данном разделе мы попытаемся рассмотреть приведенный в монографии фактический материал в этом аспекте. Обратимся прежде всего к характеристике фанерозойских геосинклинальных циклов, которым, по нашим представлениям, и соответствует полный цикл регионального метаморфизма.

В качестве типичных могут быть выбраны области, в пределах которых формировались метаморфические пояса альпийского и европейского типов. В их числе необходимо прежде всего назвать Уральский пояс, история метаморфизма в котором укладывается в интервал времени от раннего силура до среднего девона. Заложение Главного уральского глубинного разлома, определившего многие черты строения данного участка земной коры и разграничившего мио- и эвгеосинклинальную зоны ранневарисийского подвижного пояса, произошло на рубеже ордовика и силура. В это время проявился интенсивный доскладчатый интрузивный магматизм и возникли комплексы гипербазитов. Этим же временем ограничивается проявление специфического метаморфизма, приведшего, в частности, к образованию глаукофановых сланцев, жадеитовых пород и некоторых эклогитов (Добрецов и др., 1971).

Следующим событием был однородный зеленосланцевый метаморфизм, захватывающий вулканогенные толщи силура, сопряженный, как можно предположить, с ранними стадиями деформационного цикла. По мнению Г.А. Кейльмана и Л.М. Минкина (1972), к этому же этапу метаморфизма следует относить зеленокаменные изменения в отрицательных структурах эвгеосинклинальной зоны, осуществляющиеся при температурах пренит-пумпеллитовой или ломонтитовой фации, а также синхронные с ними эпигенетические процессы в палеозойских толщах миогеосинклинали, осуществляющиеся, как считают эти исследователи, во время погружения. В гл. 1 автор уже высказывал сомнения по поводу целесообразности отнесения этих явлений к региональному метаморфизму. По крайней мере можно уверенно говорить о том, что эти процессы происходили до складчатости и предшествовали однородному метаморфизму фации зеленых сланцев, в общем, характерному для Уральского пояса.

По мере увеличения интенсивности восходящих движений в пределах положительных структур - эвгеоантиклинальных поднятий (Обуэн, 1967) усиливалось проявление неоднородного (зонального) метаморфизма, в чем сказались "тектоническая и геотермическая неоднородность, свойственная этим стадиям" (Кейльман, Минкин, 1971). Максимальной степени этот метаморфизм достигал во время проявления ранневарисийской (аппалачской, или уральской) фазы складчатости в ядрах куполов. После этого начинался новый цикл развития уральских структур, когда в рассмотренном здесь подвижном поясе господствовал режим мио-, а затем парагеосинклинали. Существенных проявлений метаморфизма этого периода не обнаружено.

Не менее отчетливо цикличность метаморфических процессов устанавливается в палеозойских и в мезозойских складчатых зонах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса (Добрецов, Курода, 1969; Добрецов, 1971), где выявлена повторяющаяся последовательность метаморфических событий, выраженных в возникновении сначала узких глаукофансланцевых зон, затем в изменении супракрустальных толщ в условиях пумпеллиит-пренитовой, пумпеллиит-актинолитовой и зеленосланцевой фаций, и, наконец, в формировании зональных комплексов андалузит-силлиманитового типа.

Еще одним примером проявления полного цикла регионального метаморфизма является Альпийский пояс. Многими исследователями было подмечено, что характерной особенностью метаморфизма в этом регионе является преобразование пород в условиях фаций зеленых и глаукофановых сланцев (Обуэн, 1967; Miyashiro, 1961; Zwart, 1967; Chatterjee, 1971a, 1971b, и др.). Эти породы слагают почти весь метаморфический пояс, протягивающийся вдоль южных склонов Альп и обнажающийся вдоль восточного побережья Корсики (рис.21). При этом метаморфизм наиболее высоких давлений является наиболее ранним метаморфическим событием. Лишь в районе Симлонского тоннеля (Швейцарские Альпы), вокруг определенных центров, после формирования тектонических покровов (а следовательно, в поздний период второй стадии деформационного цикла) возникает зональность кианит-силлиманитового типа, знаменующая собой максимальную степень дифференциации теплового потока и возникновение в земной коре мощных термических аномалий. Именно материал по Альпийскому поясу и послужил Дж.Саттону (1967, стр.31) основанием для вывода об изменении во времени самой природы метаморфизма, а автору настоящей монографии - для введения понятия цикла метаморфизма (Глебовицкий, 1969).

Необходимо иметь в виду, что как геотектонические циклы (Хаин, 1964, 1968, 1971a, 1971b), так и циклы регионального метаморфизма меняются со временем, например, в процессе длительного развития конкретных геоблоков. Как справедливо полагает В.Е.Хаин, ранние циклы отличаются более широким развитием продуктов ранних стадий развития и редуцированностью формаций, характерных для орогенного периода. „Напротив, более поздним циклам свойственны редуция формаций ранних стадий и наиболее полное развитие формаций, типичных для средних (флиш, в частности) и особенно поздних, орогенных стадий“ (Хаин, 1971b, стр.13). Эта концепция может быть подтверждена на примере многих регионов, в частности, материалами по Монголо-Охотскому и Уральскому складчатым поясам, кратко рассматривавшимися в этой монографии. Что же касается тенденций в изменении характера регионального метаморфизма, то мнение В.Е.Хаина о том, что этот процесс представляет собой исключение из рассмотренного только что правила, он „проявляется интенсивнее и шире именно на более ранних этапах развития земной коры“, с чем связан почти повсеместный метаморфизм комплекса осадания фанерозойских складчатых систем, не является абсолютно справедливым (Хаин, 1971a, стр.13). Дело в том, что древние метаморфические циклы в ряде случаев в конкретных полициклических областях характеризуются именно широким развитием процессов, свойственных ранним стадиям, тогда как молодые циклы отличаются проявлением метаморфизма поздних стадий или просто отсутствием такового. Возьмем к примеру Урал, структура которого начала формироваться в период байкальской складчатости. Весьма характерными особенностями для этого времени являются образование глаукофан-сланцевых и эклогит-сланцевых комплексов (Добрецов, 1970) и проявление однородного зеленосланцевого метаморфизма, что свойственно соответственно для этапа заложения геосинклинали и ранних стадий деформационного цикла. В ранневарисский период развития наряду с изменениями этого типа проявился зональный, высокоградиентный кианит-силлиманитовый метаморфизм, кульминация которого совпадает со второй стадией деформационного цикла или с переходом к третьей стадии, и непосредственно предшествует орогенному этапу развития. Во время поздневарисского тектонического цикла метаморфизм вовсе не проявляется.

Вместе с тем проблема эволюции метаморфизма в течение ряда сменяющих друг друга во времени фанерозойских тектонических циклов далека от решения.

Особенно неясными в этом отношении являются наиболее молодые метаморфические пояса. Геосинклинальные зоны Альп, например, имеют в качестве основания герцинские комплексы, испытавшие в пределах таких поясов, как Молданубский, интенсивный зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, характерный для относительно поздних стадий метаморфического цикла. Альпийский же период развития отмечается преимущественным проявлением метаморфизма ранних стадий (глаукофансланцевого и зеленосланцевого). Можно предположить, что в мезозое начался новый, существенно отличающийся от предыдущих период геологического развития, не завершённый к настоящему времени мегацикл, или, иначе говоря, что заложение альпийских геосинклиналей знаменует собой начало нового мегацикла. К этому вопросу мы вернемся в следующем параграфе. Здесь лишь подчеркнем, что глубоко метаморфизованные комплексы основания фанерозойских и более древних подвижных поясов, возможно, подвергались процессам изменения, связанным с завершающими этапами предшествующего мегацикла.

Выше рассматривались циклы регионального метаморфизма в поясах, в которых зональный метаморфизм захватывает сравнительно небольшие площади. В связи с этим продукты ранних преобразований сравнительно слабо изменены и выявляются без особых трудностей. Иначе дело обстоит с такими поясами, как Скандинавский, в котором высокотемпературный метаморфизм охватывает большую часть миогэосинклинали и почти всю эвгэосинклиналную зону. Поэтому до сих пор здесь не были установлены породы, возникшие на самых ранних стадиях каледонского цикла. Исключение представляют лишь упоминающиеся Дж. Саттоном (1967) глаукофановые сланцы южнее Шотландского нагорья, в Айршире. Если бы это подтвердилось, то в этой части рассматриваемого пояса мы имели бы сочетание трех петрогенетических типов метаморфизма: наиболее раннего глаукофансланцевого и более поздних кианит-силлиманитового и андалузит-силлиманитового (барровианский и бачанский типы).

Еще более сложной задачей является выделение полного метаморфического цикла в раннедокембрийских метаморфических поясах. Можно привести лишь один пример — Беломорско-Лапландский пояс на Балтийском щите. Как отмечалось выше (гл. 2), наиболее ранним метаморфическим событием ранне-среднепротерозойского периода развития здесь является формирование комплекса гранулитов лапландского типа при давлении около 11–13 кбар и температуре 800–850°. Примерно при таком же давлении, но более низкой температуре возникали эклогиты по габброидам, внедрявшимся по разломам, которые контролировали данный метаморфизм. Лапландские гранулиты и эклогиты специфичны. По принятому для оценки термодинамического режима подвижных областей критерию они занимают промежуточное положение между жадеит-глаукофановой фациальной серией Миаширо и серией B₂. Хотя по условиям тектонической локализации этот метаморфизм и сходен с жадеит-глаукофановым, характерным для ранних стадий фанерозойских циклов, петрогенетически он явно отличается, являясь более высокотемпературным.

Об условиях метаморфизма ранней стадии деформационного цикла в пределах Беломорско-Лапландского пояса можно в какой-то мере судить на основании данных по Печенгскому и Имандра-Варзугскому синклиналиям (рис. 34), обладающим простым строением благодаря развитию лишь структур ранней стадии деформационного цикла. Степень метаморфизма протерозойских толщ в пределах названных структур не превышает фации зеленых сланцев. Отмечающаяся в северной части Печенгского синклиналии неоднородность метаморфизма (Загородный и др., 1967) является, по-видимому, отражением вертикальной зональности.

На южных окраинах обоих синклиналиев в связи с развитием взбросов и надвигов, знаменующих собой вторую, главную, стадию деформационного цикла, наблюдается возрастание степени метаморфизма до низкотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов. Этот переход осуществляется на коротком расстоянии, что свидетельствует о значительной величине горизонтального температурного градиента. Этот период изменения пород принципиально ничем не отличается от третьей стадии метаморфического цикла в фанерозойских поясах и специфичен лишь значительной шириной наиболее высокотемпературных зон.

Общей характерной особенностью метаморфического цикла в Беломорско-Лапландском поясе являются не столь значительные различия в отношении

температуры к давлению на ранней и поздней стадиях эволюции, как в фанерозойские эпохи. Особенно это заметно при сравнении этого цикла с циклом метаморфизма в наиболее молодых, тихоокеанских, поясах. Если в Беломорье наблюдается смена условий, свойственных фациальной серии, промежуточной между жадеит-глаукофановой и B_2 - серией B_1 , то в молодых поясах изменения термодинамического режима в течение одного цикла более значительны (жадеит-глаукофановая серия на ранних стадиях и андалузит-силлиманитовая - на поздних).

Отсутствие признаков метаморфизма первой стадии цикла в большинстве раннедокембрийских поясов можно отчасти объяснить широким развитием высокотемпературного метаморфизма во время главной стадии деформационного цикла. Но эту гипотезу нельзя считать приемлемой во всех случаях. Во многих поясах первая стадия могла просто не проявляться. К ним, вероятно, относятся Свекофеннский и раннепротерозойский пояса в фундаменте Восточно-Европейской платформы.

Если ранние стадии метаморфических циклов раннего докембрия редко устанавливаются с необходимой достоверностью или отсутствуют вовсе, то более поздние явления представлены здесь во всем разнообразии. Особого внимания заслуживает в этой связи последовательность ультраметаморфических процессов и гранитообразования, неизменно сопутствующих проявлению зонального (имеется в виду горизонтальная зональность) метаморфизма, и проявление так называемых постмигматитовых процессов регрессивной стадии.

Общая последовательность гранитообразования в метаморфических поясах с кианит-силлиманитовой и андалузит-силлиманитовой зональностями хорошо известна и не требует специального рассмотрения. Обратим лишь внимание на те факты, которые указывают на отношении гранитизации к стадиям деформационного цикла. Этот вопрос специально изучался нами в пределах Свекофеннского метаморфического пояса (Судовиков и др., 1970). Существует два типа процессов, приводящих к формированию двух серий: диоритов-трондземитов и сиенитодиоритов-гранодиоритов-гранитов. Первая из них иногда предшествует формированию структур второй стадии деформационного цикла, в других случаях синхронна с ранними генерациями складок этой стадии. Серия гранитоидов натрово-калиевого ряда чаще всего завершает деформации второй стадии или их консолидация происходит в период образования диапиродных куполов. В Северном Приладожье выделяются два этапа ультраметаморфизма и гранитообразования, соответствующих второй и третьей стадиям деформационного цикла (Глебовицкий, 1970). При этом в каждом случае наблюдается эволюция химического состава гранитоидов от существенно натровых к калиевым. Вместе с тем более поздние периоды отличаются преобладанием последних. В частности, существенно калиевые граниты Южной Финляндии (Simonen, 1960) и Северного Приладожья (Судовиков и др., 1970) всегда синхронны с третьей стадией цикла складчатости. Иначе говоря, ультраметаморфизм, как и зональный метаморфизм, занимая определенное место в эволюции подвижной области, не являются одноактными процессами и обнаруживают отчетливую геохимическую направленность.

После консолидации ультраметаморфических гранитоидов осуществляется ряд регрессивных преобразований, проявляющихся в течение стадий раннещелочной, кислотного выщелачивания и позднещелочной. В этом смысле послемигматитовые процессы, по мнению С.П.Кориковского (1967), обнаруживают сходство с постмагматическими явлениями возле интрузивных гранитоидных тел верхних уровней земной коры (Коржиновский, 1955). В метаморфических поясах удается выделить все три стадии регрессивных изменений (Пинаева, 1970), но наибольший интерес представляют кислотное выщелачивание и сопутствующие ему явления, так как с ними связаны некоторые месторождения (глиноземистое сырье, полиметаллические, серноколчеданные и медноколчеданные руды и т.д.).

В соответствии с термодинамическими условиями выделяются кварц-кианитовая, кварц-силлиманитовая, кварц-андалузитовая и кварц-мусковитовая фации кислотного выщелачивания (Кориковский, 1967). В поясах повышенных давлений с этими явлениями связано образование жемчужно-гранат-кианитовых метасоматитов, представляющие собой продукты переотложения перемещенных инертных компонентов. В поясах, отличающихся низкими давлениями, их аналогами являются жемчужно-гранат-кордиеритовые породы.

Следует подчеркнуть, что, несмотря на проявление кислотного выщелачивания в период подъема складчатой области, значительного снижения давления не происходит, и парагенезисы этого периода всегда соответствуют или очень мало отличаются от парагенезисов прогрессивных стадий метаморфизма. Регрессивные изменения никогда не захватывают значительных объемов пород и совершенно не соизмеримы по масштабам с диафорическими процессами новых циклов эволюции, к которым, например, относится наложенный метаморфизм, исследованный в зоне южного обрамления Алданского шита (Другова, Неелов, 1960; Глебовицкий и др., 1964; Судовиков и др., 1965). Причинами этого, на наш взгляд, являются ограниченные объемы растворов в толщах, прошедших стадии прогрессивного метаморфизма, резкое уменьшение проницаемости земной коры после консолидации гранитоидов и снижение интенсивности восходящих потоков флюидов, а также значительные скорости орогенических процессов. Последнее обстоятельство подчеркивал Дж. Саттон (1967), когда анализировал причину внезапного прекращения метаморфизма в подвижной области.

Выводы

1. Во время развития подвижной области в течение одного геотектонического цикла процессы метаморфизма проявляются во вполне определенной последовательности, повторяющейся в разные периоды эволюции земной коры. Это позволяет говорить о существовании циклов регионального метаморфизма, сопоставимых по продолжительности с тектоническими циклами и включающих следующие характерные стадии.

а) Формирование узких зон метаморфизма повышенных давлений (жадеит-глагофановая фациальная серия, гранулиты лапландского типа), контролирующихся обычно глубинными разломами, которые разграничивают крупнейшие геоблоки земной коры (в частном случае, океанические и континентальные геоблоки).

б) Однородный метаморфизм первой и отчасти слабо проявленной второй стадии деформационного цикла. Этот период развития характеризуется более или менее однородным тепловым полем для всей подвижной области и развитием главным образом вертикальной метаморфической зональности.

в) Зональный метаморфизм второй и начала третьей стадий деформационного цикла, знаменующий собой момент существенной дифференциации теплового потока в подвижной области и возникновение положительных термальных структур первого и более высокого порядка, которые совпадают с положительными тектоническими структурами периода частной инверсии и перехода к орогенному этапу геотектонического цикла. С зональным метаморфизмом тесно связан ультраметаморфизм, обуславливающий формирование двух сменяющих друг друга во времени серий гранитоидов — существенно натровых и существенно калиевых. Наблюдающаяся связь ультраметаморфизма с зональными комплексами не означает невозможности этих явлений при более раннем однородном метаморфизме.

г) Регрессивный метаморфизм, включающий в себя три характерные стадии: раннещелочную, кислотного выщелачивания и позднещелочную.

2. Цикл регионального метаморфизма идентичен эмпирически установленной А.А. Маракушевым (1965) последовательности в смене метаморфических формаций от А к B_1 и B_2 , которые расцениваются им как отражающие направление геохимической эволюции геосинклинальных областей. В этой монографии развитие метаморфизма рассматривается в аспекте эволюции теплового и динамического режимов подвижных областей.

3. В конкретных метаморфических циклах может отсутствовать та или иная стадия. При этом ранние стадии в большей степени характерны для древних тектонических циклов данного участка земной коры, тогда как поздние стадии более характерны для поздних тектонических циклов. Это справедливо, если мы сравниваем характер метаморфических явлений в рамках некоторого крупного периода развития земной коры, который можно объединить в мегацикл.

4. Раннедокембрийские циклы регионального метаморфизма отличаются от фанерозойских, а особенно от альпийских, менее заметными изменениями теплового

режима во времени и несравненно более широким развитием явлений высокотемпературного метаморфизма в период возникновения положительных термальных структур.

§ 2. ОТРАЖЕНИЕ НЕОБРАТИМОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

А.Мияширо (Miyashiro, 1961) обратил внимание на преобладание в отдельные периоды геологической истории некоторых фациальных серий. Так, жадеит-глаукофановый метаморфизм, по его мнению, более всего характерен для альпийской эпохи тектогенеза, андалузит-силлиманитовая фациальная серия - для вариссийского времени, а кианит-силлиманитовая - для каледонского и т.д. Однако эта гипотеза не нашла подтверждения в процессе дальнейших исследований. Было обнаружено широкое распространение глаукофансланцевых и эклогито-сланцевых комплексов в байкалидах западного склона Урала, в варисцидах северо-западного сектора Тихоокеанского обрамления (Добрецов, 1970), в докембрии и среднем палеозое Средней Азии. (Бакиров, 1971). Проявление зонального метаморфизма кианит-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типов оказалось в одинаковой степени характерным как для байкальских и каледонских, так и для вариссийского и альпийского циклов тектогенеза (Кратц, Глебовицкий, 1972).

При рассмотрении метаморфических поясов фанерозоя и раннего докембрия во 2-й главе этой монографии было показано, что петрогенетические особенности метаморфизма связаны с особенностями тектоники конкретных складчатых областей, с характером структурной локализации рассматриваемых процессов, а не с их местом в общей истории земной коры. Региональный метаморфизм является процессом циклическим. Однако это вовсе не означает отсутствие направленности в его эволюции. К рассмотрению этого вопроса мы и перейдем в данном параграфе.

Эволюция метаморфизма в полициклических областях

Рассматривая проблему эволюции земной коры в раннем докембрии, многие исследователи обращали внимание на ту специфическую особенность данного периода в истории континентальной земной коры, что супракрустальные толщи архея, раннего и среднего протерозоя испытывают, как правило, очень глубокий метаморфизм, степень которого в общем снижается от древних комплексов к молодым. Б.Я.Хорева (1966), развивая идеи Х.Рида и В.А.Николаева, выделила два типа регионального метаморфизма - динамо-геотермический и плутонический - и пришла к выводу о том, что интенсивность первого из них зависит от возраста. Раннеархейские породы, как считает Б.Я.Хорева, испытывали динамо-геотермический метаморфизм гранулитовой фации, позднеархейские - амфиболитовой, а ранне- и среднепротерозойские - зеленосланцевой фации. Позднепротерозойские и фанерозойские толщи, по ее мнению, изменены в процессе метаморфизма данного типа только в низкотемпературных условиях, не достигающих зеленосланцевой фации.

Так как динамо-геотермический метаморфизм, проявляясь во время начальной инверсии герсинклинальных прогибов, знаменует собой период слабой тектонической и геотермической дифференциации подвижной области, его эволюция от древних эпох к молодым должна отражать изменение плотности теплового потока. Из этого был сделан, с нашей точки зрения, неправомочный при данном способе доказательства вывод о закономерном изменении термического состояния земной коры в целом.

Гипотеза Б.Я.Хоревой представляется нам весьма интересной и во многих своих пунктах справедливой. Тем не менее необходимо высказать некоторые возражения по существу ряда эмпирических закономерностей и общих теоретических заключений.

Динамо-геотермический метаморфизм как явление, отражающее определенное термическое состояние подвижного пояса, действительно реально существует. Однако его степень зависит от глубины эрозионного среза данной складчатой области, так как необходимо во всех случаях предполагать наличие вертикальной зональности. Поэтому намечающаяся тенденция к снижению интенсивности метаморфизма от древних эпох к молодым означает всего лишь уменьшение эродированности складчатых систем, но не изменение теплового поля. Последнее обстоятельство не может быть установлено при помощи анализа лишь степени метаморфизма без учета его глубинности.

По-видимому, с этим связаны многочисленные отклонения от намеченной Б.Я.Хоревой закономерности. Так, например, позднепротерозойские толщи во многих регионах испытывают весьма однородный метаморфизм фации зеленых сланцев, примером чему может служить агинский комплекс в Монголо-Охотском поясе. Таким же образом изменены силурийские вулканогенные толщи в эвгеосинклинальной зоне Уральского складчатого пояса. В то же время известны среднепротерозойские или даже нижнепротерозойские комплексы, испытавшие перед зональным метаморфизмом лишь слабые преобразования в условиях, не достигающих зеленосланцевой фации (удоканский комплекс, печенгская серия). Ранний протерозой действительно часто метаморфизован в зеленосланцевой фации, а возрастание степени его изменения обусловлено проявлением высокоградийной горизонтальной зональности. В то же время в Восточной Сибири известны целые структурно-формационные зоны, где метаморфизм раннего и среднего протерозоя был достаточно однородным и осуществлялся при условиях ставролитовых субфаций альмандиновых (Агинско-Борщовочная зона) или куммингтонитовых амфиболитов (Тукурингская зона), которые, по Б.Я.Хоревой, вообще не характерны для динамогеотермического метаморфизма.

Некоторым исключением является однородный гранулитовый метаморфизм (алданский тип), который действительно всегда связан с наиболее древними периодами развития континентальной земной коры. Поэтому ниже мы остановимся детально на анализе этого явления.

Перед тем как перейти к сравнительному анализу термического состояния земной коры в разновозрастных подвижных поясах, остановимся на тех эмпирических закономерностях эволюции метаморфизма в полициклических областях, которые вытекают из приведенного в предыдущих главах фактического материала.

В фундаментах древних платформ, которые изучались на примере Балтийского и Витимо-Алданского щитов и Джугджуро-Становой складчатой области, широким распространением пользуются архейские комплексы пород, первоначально (до появления регионального диафореза) метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. Обращает на себя внимание не только высокая интенсивность, но и поразительная однородность этого метаморфизма, степень которого хорошо выдерживается на значительных площадях. Последнее обстоятельство заставляет предполагать слабую тектоническую дифференцированность земной коры в период изменения толщ. Величина давления при образовании гранулитов алданского типа (Гранулитовая фация..., 1972) варьирует в пределах от 5 до 10 кбар. Отсутствуют какие-либо видимые причины локального повышения давления. Поэтому можно утверждать, что на упомянутых территориях мы имеем дело с глубоко эродированными складчатыми областями раннего докембрия. Намечается прямая зависимость температуры преобразования пород от глубинности метаморфизма (Кидул, 1971), что свидетельствует об однородности теплового поля в пределах огромных участков коры континентального типа.

Приведенные в гл.3 материалы по тектонике и петрологии гранулитовых комплексов Алданского массива доказывают неоднородность метаморфизма, проявленного в течение трех периодов, сопоставимых с тремя циклами складчатости. В процессе этой длительной эволюции проявляется тенденция к снижению как температуры, так и давления, причем, несмотря на заметное изменение термодинамических условий, парагенезисы разного времени мало отличаются друг от друга в смысле принадлежности к той или иной фациальной серии. Если на ранних этапах возникают ассоциации серии B_1 , то в заключительные стадии гранулитового метаморфизма они принадлежат к серии AB или A_3 . Отсюда вытекает, что региональное тепловое поле меняется мало не только в пространстве,

но и во времени, что, как это отмечалось при рассмотрении циклов метаморфизма, является отличительной чертой раннего докембрия.

Наибольшая неоднородность архейского гранулитового метаморфизма выявляется при сопоставлении древнейших комплексов Алданского массива и окружающих его подвижных поясов, а в частности, Джугджуро-Становой области. Здесь широко распространены породы гиперстен-силлиманитовой субфации, принадлежащей серии B_2 . Если учесть возможность синхронного образования гранулитов западной части Алданского массива (серия A_5 или A_3) и Джугджуро-Становой области, что весьма вероятно, то станет ясно, что об относительной однородности теплового поля в раннем архее можно говорить не применительно ко всей земной коре, а лишь к отдельным, правда, весьма обширным областям.

Интересно проследить дальнейшую историю областей распространения архейских гранулитов, возникших при различном термодинамическом режиме.

В течение всей длительной истории развития Алданского массива проявляется однонаправленная тенденция к изменению термодинамического режима в направлении $B_1 \rightarrow A_5 \rightarrow A_3 \rightarrow A_2$ (?), причем заметное возрастание общей интенсивности теплового потока намечилось еще в раннем архее, в период гранулитового метаморфизма. Забегая вперед, можно отметить, что такое раннее образование метаморфического комплекса, относящегося к серии A_3 , характерно для участков земной коры, относительно консолидированных раньше окружающих территорий. Можно предполагать, что уже в раннем архее в пределах Алданского массива была сформирована достаточно мощная кора континентального типа с хорошо выработанным гранитным слоем. С этим связана известная специфика супракрустальных формаций Алданского массива (преобладание глубоко дифференцированных толщ существенно кислого состава, кварцитов, высокоглиноземистых пород, а кроме того, карбонатных пород) и широкое распространение гранитоидов, в частности, существенно калиевых аляскитов.

Иной путь эволюции плутонических процессов намечается в архейских и раннепротерозойских подвижных зонах, обрамляющих Алданский массив (Становая, Тукурингская и Олёмминская). Как уже отмечалось, они во многих случаях закладывались на раннеархейском основании, сложенном гранулитами, которые относятся к серии B_2 (гиперстен-силлиманитовая субфация), или характеризуются широким распространением пород гранат-биотит-силлиманит-ортоклазовой субфации (серия B_1).

Следующий этап метаморфизма Джугджуро-Станового подвижного пояса, объединяющего Становую и Тукурингскую зоны, датируется поздним археем, проявляется в условиях высокотемпературной субфации фации альмандиновых амфиболитов (фациальная серия B_1) и сопровождается повсеместным проявлением интенсивного ультраметаморфизма, выразившегося в развитии обширных полей мигматитов и гранито-гнейсов. Для этой области характерны складчатые структуры первой и не интенсивно проявленной второй стадий деформационного цикла. Метаморфизм отличается значительной однородностью. Только в периферических частях крупных глыб нижнеархейского основания наблюдается некоторое снижение степени изменения пород (Неелов и др., 1971). Давление при метаморфизме соответствовало примерно 8 кбар на последних стадиях позднеархейского цикла; в период восходящих движений оно снижалось, с чем было связано возникновение силлиманитовых парагенезисов в продуктах кислотного выщелачивания и ассоциаций с участием довольно железистых кордиеритов. Проявление позднеархейского высокотемпературного метаморфизма полностью ограничивается Джугджуро-Становой складчатой областью и совершенно не наблюдается на южной окраине Алданского массива (Неелов и др., 1971).

Заключительный ранне-среднепротерозойский этап (или этапы) метаморфизма проявился на окраинах Алданского массива, в Олёмминской и в Тукурингской зонах. В это время проявился как однородный метаморфизм низкотемпературных субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов серии A_3 (Тукурингская зона и часть Олёмминской зоны), так и резко зональный метаморфизм серии A_2 (периферические части Удоканской структуры). Это указывает на значительную тектоническую и геотермическую дифференцированность подвижной области во время этого этапа (или этапов).

Такой путь развития, названный нами Становым (Кратц, Глебовицкий, 1972), является типичным для многих раннедокембрийских областей фундаментов древних платформ. Отдельные этапы такой эволюции наблюдаются на Анабарском щите, где в последние годы были детально исследованы процессы регионального метаморфизма фации альмандиновых амфиболитов (серия B_1), проявленного в пределах широких и протяженных зон (Рабкин, Вишневицкий, 1971). Более ранний, архейский, метаморфизм вблизи таких зон несет отчетливые признаки высоких давлений, так как приводит к развитию парагенезисов гиперстен-силлиманитовой субфации (серия B_2).

Примерно аналогичная направленность в развитии метаморфических процессов обнаруживается в ряде участков фундамента Восточно-Европейской платформы. Она проявлена, например, на Центрально-Кольско-Кольско-Норвежской зоны (рис.38), где гранулиты (серия B_1) кольской серии (архей) подвергались региональному диафорезу фации альмандиновых амфиболитов (серия A_1), после чего следует диафорез фации куммингтонитовых амфиболитов (серия A_3), связанный с прогрессивным метаморфизмом нижнего протерозоя.

Таким образом, закономерная тенденция в изменении петрологических типов метаморфизма во времени хорошо выдерживается на значительных территориях и в разобщенных регионах. Она в общем сходна с направленностью в эволюции метаморфизма в Беломорско-Лапландском поясе. Но в нем выявлен простой цикл регионального метаморфизма, соизмеримый по продолжительности с фанерозойскими циклами. Здесь же сходные изменения термодинамического режима преобразования супракристалльных пород происходят в течение значительно более длительного периода. В этом проявляется та же закономерность циклически-направленного, необратимого развития, о которой мы говорили в связи с рассмотрением фанерозойских метаморфических циклов.

Ранне- и еще в большей степени среднепротерозойский этапы развития структур фундамента древних платформ характеризуются не только отчетливым проявлением внутренней тектонической и геотермической дифференциацией подвижных поясов, следствием чего было возникновение комплексов с четкой горизонтальной зональностью, не типичной для архея, но и формированием парных синхронно развивающихся метаморфических поясов. Последние являются отражением дальнейшей тектонической дифференциации земной коры в целом. В это время начинает отчетливо проявляться специализация крупных структур земной коры в смысле появления в них только определенных петрогенетических типов регионального метаморфизма. В качестве примера таких парных метаморфических поясов, резко различающихся тепловым и динамическим режимом, можно привести Свекофеннский и Беломорско-Лапландский пояса, подробно охарактеризованные во второй главе настоящей монографии.

Следует обратить внимание на то важное обстоятельство, что метаморфические комплексы раннего и среднего протерозоя в фундаментах древних платформ, т.е. в областях, завершавших в это время свое геосинклинальное развитие, существенно отличаются от примерно синхронных с ними метаморфических комплексов фундамента молодых платформ. Последние в подавляющем большинстве случаев обнаруживают признаки региональных изменений в условиях необычно высокого давления и умеренной температуры. Такими чертами обладают, например, эклогито-сланцевые комплексы Уфалейского района Урала, Кокчетавского массива Северного Казахстана, Актюзского выступа раннедокембрийского основания варисцид Средней Азии, древнейшие породы Чешского массива, слагающие фундамент Молданубской зоны Центральной Европы, и т.д. Все эти образования в отличие от раннего и среднего протерозоя фундамента древних платформ многими своими особенностями отражают специфику наиболее ранних этапов длительного периода развития коры континентального типа соответствующих регионов. В этом также проявляется общая закономерность преобладания в древние этапы процессов, свойственных ранним стадиям как тектонического, так и метаморфического цикла. Вместе с тем рассматриваемые комплексы по многим признакам отличаются от сходных по положению в эволюции полициклических областей архейских, с одной стороны, и позднедокембрийско-фанерозойских комплексов - с другой.

В позднем протерозое, по-видимому, произошел существенный перелом в геологической истории Земли. Начиная с этого момента подвижные области приобрели многие черты, свойственные фанерозойским и современным геосинклиналям. Этот перелом находит свое отражение и в характере процессов регионального метаморфизма. Молодые подвижные зоны отличаются значительно большей контрастностью тектонического, а следовательно, геотермического режима смежных структурно-формационных зон и следующих друг за другом этапов развития. Поэтому в них наблюдается большее разнообразие метаморфических комплексов различных петрогенетических типов.

Начиная по крайней мере со среднего рифея появляются глаукофансланцевые комплексы, что на примере Урала (максютовский комплекс) и Западного Саяна было показано Н.Л.Добрецовым (1964, 1968). В то же самое время в течение байкальских периодов складчатого тектогенеза проявлялся и зональный андалузит-силлиманитовый метаморфизм. Самое же важное состоит в том, что в позднекембрийских складчатых поясах можно наблюдать сочетание всех, часто крайне противоположных петрогенетических типов метаморфизма, находящихся в таких же пространственных и временных соотношениях, как и в фанерозойских поясах европейского и альпийского типов.

В полициклически развивающихся областях завершённой фанерозойской складчатости позднепротерозойские метаморфические процессы часто характеризуются чертами, свойственными относительно ранним стадиям цикла регионального метаморфизма. Выше уже отмечалось, что ранневарисийскому циклу Уральского пояса предшествует формирование в среднем рифее глаукофансланцевого максютовского комплекса или, в других случаях, проявление однородного зеленосланцевого метаморфизма. В пределах Агинско-Боршовой и Яканской зон поздней протерозой испытывал только такой метаморфизм. Лишь иногда в связи со складчатостью второй стадии деформационного цикла появляются незначительные термические аномалии. В то же время глаукофан-лавсонитовые сланцы или подобные им образования нигде не встречены, в чем состоит отличие агинского комплекса от примерно синхронных толщ Урала. Зональный метаморфизм андалузитового типа в связи с формированием положительных термальных структур осуществляется лишь в раннем мезозое.

Резко отличается метаморфизм позднепротерозойских толщ Приаргунской зоны (так же как Сангелена, Ханкайского массива и других подобных регионов). Здесь проявляются процессы, свойственные поздним стадиям цикла метаморфизма, что согласуется с фактом существования тектонического режима, переходного от геосинклинального к орогенному. Следует подчеркнуть, что начиная с кембрийского времени Приаргунская зона выступала в качестве срединного массива в палеозойской геосинклинальной системе.

Проблема эволюции теплового и динамического режимов в подвижных областях

В настоящее время большинство исследователей констатирует тот несомненный, с нашей точки зрения, факт, что региональный метаморфизм — явление, по существу, термальное — обусловлен периодически возникающими потоками тепла, проявляется локально, в определенных, специфических своих тектонических чертах структурных зонах, в некоторый отрезок времени и представляет собой нечто аномальное, необязательное для всех глубоко погруженных толщ (Ферхуген, 1961; Семененко, 1966; Маракушев, 1965, 1968; Саттон, 1967; Маракушев и др., 1971, и др.). Учитывая намеченные в работах многих исследователей (Маракушев и др., 1971; Хорева, 1966) и в этой монографии закономерности связи метаморфизма с тектоникой, можно утверждать, что интенсивность тепловых потоков в разных участках земной коры зависит от характера ее деформации в соответствующие периоды времени, от структуры метаморфического пояса, которая связана с общим тектоническим режимом, отраженным в типе осадочно-вулканогенных формаций, и, наконец, от условий, господствующих в мантии ниже метаморфического пояса.

Дж.Ферхуген (1961, стр.21), основываясь на грубо приближенных расчетах, показал, что тепловой поток в геосинклиналь в период метаморфизма должен

быть значительно больше нормального". Вопрос об источнике тепла, необходимого для метаморфизма, не решается этим исследователем. Доказывается лишь, что ни деформации толщ, ни гранитные интрузии не могут быть непосредственной причиной региональных изменений пород. Тем не менее уже в то время было достаточно очевидным, что глубокое погружение может привести лишь к самым начальным стадиям метаморфизма.

Интересной в этом отношении является работа Н.Л.Добрецова и др. (1970) по динамике регионального метаморфизма для модели простого погружения коры океанического типа. Было показано, что степень изменения пород в основании глубоких отрицательных структур зависит от скорости нисходящих давлений. Таким путем удалось объяснить отсутствие метаморфизма на больших глубинах в пределах авлакогенов и представить возможный ход преобразования вулканогенных и граувакковых толщ в глаукофан-лавсонитовые сланцы. Кроме того, этой работой показана неизбежность возникновения отрицательных термических аномалий над зонами погружения.

В последние годы были опубликованы обширные материалы по современным тепловым потокам. Не останавливаясь подробно на рассмотрении данного вопроса, отметим только, что в связи с этим появилась возможность рассчитывать температурные разрезы различных участков земной коры, основываясь на представлении о радиоактивном источнике и зная примерные величины генерации тепловой энергии в "гранитном", "базальтовом" и "перидотитовом" слоях. В.К.Власов (1971) рассчитал распределение температур в земной коре и верхней мантии для Балтийского и Украинского шитов, Южно-Каспийской и Черноморской впадин. Полученные при этом данные хорошо согласуются с измеренными значениями поверхностного теплового потока, что указывает на правильность выбранной модели распределения источников тепла и оценки их мощности.

Из всех названных структур лишь Южно-Каспийская впадина оказалась достаточно интенсивно прогретой в основании осадочного слоя, залегающего здесь непосредственно на базальтовом субстрате. Температура 544°C (при глубине 20 км, что соответствует 4,5-5 кбар литостатического давления) является достаточно высокой для проявления регионального метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Однако заметных изменений скоростей сейсмических волн в рассматриваемом слое не обнаруживается, что свидетельствует об отсутствии метаморфизма. А.А.Маракушев (Маракушев и др., 1971) считает это следствием пониженной проницаемости земной коры. Возможно же, что это обусловлено сравнительной кратковременностью погружения.

Повышенными поверхностными тепловыми потоками обладают зарождающиеся в настоящее время подвижные пояса или современные геосинклинали. В их пределах существует три типа структур, заметно отличающихся термическим состоянием земной коры.

К первому типу относятся рифтовые зоны и связанные с ними океанические хребты, по мнению А.А.Маракушева (Маракушев и др., 1971, стр.41), сходные с геосинклинальными зонами „в том отношении, что с ними... связаны различного типа дислокации с внедрением гипербазитов". В только что цитированной работе содержится интересная сводка по метаморфизму в этих зонах, который выражается в развитии пород зеленосланцевой, пумпеллит-пренитовой и „цеолитовой" фаций. Рифтовые зоны отмечаются заметными положительными термическими аномалиями (Лангсет, 1970), поэтому вывод А.А.Маракушева и сотрудников (1971) о незначительной глубинности метаморфизма в их пределах кажется вполне правомочным. Во внутренних морях северо-западного сектора Тихоокеанского пояса существует ряд таких структур, например в переходной зоне района Японского моря (Берснев и др., 1969; Родников, Хаин, 1971, и др.), в юго-западной части Охотского моря (Космянская и др., 1963; Тихомиров, 1970). Во всех случаях в них обнаруживаются тепловые потоки повышенной интенсивности.

Ко второму типу относятся океанические желоба и примыкающие к ним островные дуги типа Курильской гряды. Их отличительной чертой является пониженная интенсивность теплового потока. Метаморфические породы в современных структурах такого рода неизвестны. Однако, по мнению многих исследователей, в геологическом прошлом такие зоны контролировали пояса глаукофансланцевого

метаморфизма типа францисканского в Калифорнии. Для объяснения генезиса соответствующих пород была предложена так называемая надвиговая модель (Ernst et al., 1970; Добрецов, 1970). Согласно этой гипотезе, супраконтинентальные образования затягивались на большую глубину под континент со стороны талассократона вдоль глубинного разлома на границе континента и океана. Таким способом удовлетворительно объясняются и высокие давления, необходимые для формирования парагенезисов фации глаукофановых сланцев, и отрицательные термические аномалии над структурами данного типа. В процессе смещения зон максимальной тектонической активности в сторону океана глаукофановые сланцы механически выносились на современный эрозийный срез в тыльных частях надвигов континентальных участков коры на океаническую. В Тихоокеанском поясе разновозрастные глаукофансланцевые комплексы представлены очень широко, и данные о их пространственных соотношениях (Добрецов, Курода, 1969; Добрецов, 1971) хорошо согласуются с изложенным только что представлением об их генезисе. Ссылаясь на „надвиговую модель“, автор не отрицает правомочность других трактовок генезиса глаукофановых сланцев, но стремится показать, что в современных геосинклиналях может проходить специфический метаморфизм, свойственный именно структурам второго типа, и что имеются его аналоги среди продуктов ранней стадии метаморфических циклов мезозоя и палеозоя.

Третий тип структур в современных геосинклиналях выделяется условно и, возможно, без достаточных на то оснований. К ним относятся участки переходной зоны, отличающиеся заметной мощностью гранитного слоя, представленного докембрийскими и, возможно, более молодыми, сравнительно слабо метаморфизованными толщами (Родников, Хаин, 1971), а также повышенными плотностями теплового потока. Сюда, вероятно, относится центральная зона Охотского моря, где выделяется широтно ориентированная положительная термическая аномалия, обеспечивающая, по мнению В.М.Тихомирова (1970), проявление на глубине около 20 км (4–4,5 кбар) зонального метаморфизма, степень которого может повышаться до амфиболитовой и даже гранулитовой фации.

Структуры первого и второго типов знаменуют собой начальные стадии тектонического цикла – протогеосинклинальные стадии (Маракушев и др., 1971), когда преобразования пород осуществлялись при существенно меняющемся в латеральном направлении тепловом режиме. Зоны пониженных плотностей тепловых потоков представляют лишь одну, но чрезвычайно характерную разновидность термальных структур этого периода эволюции. Структуры третьего типа, как можно предполагать, тяготеют к участкам земной коры, прошедшим определенную стадию (или стадии) геосинклинального развития и отличающимся сформированным гранитным слоем. Они отражают относительно поздние этапы развития подвижного пояса.

Во всех случаях тепловой режим современных геосинклиналей, или, точнее, зон, проходящих в настоящее время собственно геосинклинальную стадию развития (стадию погружения), таков, что метаморфические процессы могут распространяться лишь на образования базальтового слоя, тогда как гранитный и „осадочный“ слои оказываются незатронутыми этими процессами. Таким образом, еще раз подтверждается, что в молодых подвижных зонах увеличение плотности тепловых потоков, необходимое для течения любого метаморфизма, за исключением рассмотренных только что специфических его проявлений, происходит не на стадии погружения.

Не рассматривая причины возникновения дополнительного притока тепла в двухслойную земную кору, В.А.Кудрявцев и его соавторы (1967, 1969) исследовали динамику процессов регионального метаморфизма и палингенеза. Эти работы представляются, несомненно, интересными, так как дают возможность подойти к пониманию явлений неоднородного, зонального метаморфизма и к сравнительному анализу термического состояния коры в разные этапы ее развития. При своих расчетах авторы принимали во внимание лишь кондуктивный способ теплопередачи, так как решение задачи для случая конвективной теплопроводности затруднительно. Считалось также, что возникающая погрешность в какой-то мере компенсируется неоправданной предпосылкой о мгновенности перекристаллизации пород.

Получается, что при возрастании плотности дополнительного теплопотока мощность высокотемпературных зон сокращается, тогда как зона зеленсланцевой фации меняется мало. При значительных теплопотоках мощность зоны расплавления гранитного слоя достигает 8–9 км. Совершенно естественно, что при плавлении первично глубоко метаморфизованных толщ масштабы проявления палингенеза должны быть более значительными, чем при плавлении осадочных пород, так как последние подвергаются предварительно метаморфической перекристаллизации и являются в связи с этим энергоемкой системой.

В осадочных породах сокращаются также мощности зон метаморфизма и возрастают, следовательно, градиенты температуры внутри них. В этой связи находит себе объяснение возникновение высокоградиентной зональности в первично слабометаморфизованных толщах вокруг термически активных купольных структур, в ядрах которых присутствуют реоморфизованные породы основания. Примеры таких зональных комплексов исследованы на Урале, в Пиренеях, в Вост.Забайкалье (см. гл. 2, 3).

Возникновение термических аномалий, как уже отмечалось, наиболее характерно для второй стадии деформационного цикла, а в общем случае — для периода восходящих тектонических движений, когда возникает горизонтальная метаморфическая зональность. Отсюда ясно, что в это время существенную роль приобретает конвективный способ теплопередачи, для которой средой являются прогретые, селективно расплавленные участки земной коры. Причем этот процесс в определенном смысле независим от первичной природы дополнительного потока, подводящегося в начале к основанию гранитного слоя. Иначе говоря, в период восходящих движений возрастает общая плотность теплового потока, интенсивность которого в это время оказывается прямо связанной с амплитудой вертикальных движений.

В первом приближении можно принять, что мерой интенсивности воздымания в процессе инверсии интрагеосинклинальных систем является степень развития надвигов и покровов, создающих горизонтальную тектоническую расчлененность складчатой системы. Действительно, при возникновении такой структуры выжимающийся в процессе тангенциального сжатия с глубин материал будет предпочтительно перемещаться в горизонтальном направлении, что должно приводить к возникновению лежащих складок, деформирующих покровы. Это в действительности часто и наблюдается (см. §1 этой главы). Таким образом, вероятно, объясняются факты образования кианит-силлиманитовой зональности в поясах альпийского и беломорско-лапландского типов и проявления андалузит-силлиманитового метаморфизма в поясах европейского и свекофеннского типов.

Независимо от структуры метаморфического пояса и амплитуды вертикальных движений в период формирования горизонтальной зональности величина общего теплового потока, на фоне которого при тектонической дифференциации подвижного пояса возникают термические аномалии, связана со строением земной коры. Это обусловлено значительно большей теплогенерирующей способностью гранитного слоя по сравнению с базальтовым, тем более „перидотитовым“. Плотность теплопотока прямо связана с мощностью гранитного слоя (Власов, 1971) и тем в большей степени, чем этот слой ближе к действительно гранитному составу. В течение длительного периода развития полициклических областей (мегацикла) происходит постепенная дифференциация вещества мантии и земной коры, нарастание мощности последней и ее дифференциация. Поэтому при прочих равных условиях метаморфизм поздних этапов мегацикла, если он, конечно, проявляется, оказывается наименее глубинным и отражает большую плотность локальных теплопотоков. Таким образом можно, по-видимому, объяснить выявляющуюся тенденцию к смене кианит-силлиманитового типа андалузит-силлиманитовым во многих раннедокембрийских областях.

Анализ теплового режима подвижных областей в общем случае может быть основан на применении концепции фациальных серий, так как каждая из них отражает скорость возрастания температуры по отношению к давлению. Именно поэтому считаются правомочными выводы относительно разных величин геотермического

градиента в поясах с различными фаціальными сериями (Miyashiro, 1961; Den Tex, 1965; Nietaner, 1967, и др.). Однако дело осложняется тем, что давление далеко не всегда может рассматриваться как простая функция глубинности. В связи с этим нам придется хотя бы вкратце остановиться на вопросе о природе давления при метаморфизме.

Проблема сверхдавления, превышающего литостатическое, поставленная в общей форме В.С.Соболевым (1949, 1955, 1957, 1960) и применительно к францисканской формации Р.Коулманом и Д.Ли (Coleman, Lee, 1962), а также другими исследователями, в последние годы обсуждается в петрологической литературе. Первый этап дискуссии был подытожен Р.Рутландом (1967), показавшим противоречивость многих высказанных по этому поводу гипотез. Этот исследователь не дает, по существу, никакого решения проблемы.

Проблема сверхдавлений при региональном метаморфизме сохраняет свою актуальность в силу того, что имеются некоторые факты о региональном распространении таких минералов и их парагенезисов, появление которых нельзя объяснить действием лишь литостатических нагрузок. К их числу относятся прежде всего ассоциации глаукофановых сланцев, включающих такие минералы, как жадеит, содержащий лишь незначительную примесь эгириновой составляющей, арагонит и др. Непонятными с геологических позиций оказываются и некоторые кинитовые сланцы и гнейсы (Рутланд, 1967).

Существует ряд гипотез, объясняющих эти и подобные им факты. Первая из них может быть названа гипотезой тектонического сверхдавления. В ее основе лежит предположение, что в условиях негидростатического поля напряжений возникают заметные различия в направленных давлениях. В этом случае величина избыточного давления ограничена прочностью пород на сдвиг. В связи с этим были экспериментально исследованы породы францисканской формации (Brace et al., 1970) и показано, что величина дополнительной нагрузки не может превышать 1 кбар; последняя величина значительно меньше необходимой и тех значений сверхдавлений, которые предполагали Р.Коулман и Д.Ли (Coleman, Lee, 1962).

Многие исследователи констатировали тот факт, что минералы высоких давлений часто не обнаруживают признаков роста в негидростатическом поле, кристаллизуются в трещинах или не обладают заметной ориентировкой. Это относится к арагониту (Рутланд, 1967), жадеиту и глаукофану (Добрецов, 1970). Это, так же как и упомянутые выше эксперименты, противоречит представлениям о деформационной природе сверхдавлений.

В силу противоречивости данной гипотезы она была отвергнута некоторыми исследователями (Ernst et al., 1970; Brace et al., 1970; Добрецов, 1970), а для объяснения генезиса глаукофансланцевых поясов предложена „надвиговая модель“, которая наряду с прочими своими достоинствами как будто бы находится в соответствии с наблюдаемыми в современных геосинклиналях отрицательными термическими аномалиями над глубоководными желобами, а под последними, как можно предполагать, возникали глаукофан-лавсонит-жадеитовые метаморфические комплексы.

Другая гипотеза основана на предположении о возможном флюидном избыточном давлении, возникающем тогда, когда скорость выделения воды и углекислоты в процессе метаморфических реакций превышает скорость удаления летучих в силу малой проницаемости перекрывающих толщ (Рутланд, 1967). С одной стороны, эта гипотеза кажется весьма привлекательной, особенно если иметь в виду трактовку генезиса низкотемпературных комплексов высоких давлений (глаукофансланцевых). С другой стороны, существует слишком мало наблюдений над структурой метаморфизующихся толщ, которые позволили бы доказать возможность такого „автоклавного“ эффекта в реальной геологической обстановке. У Н.Л.Добрецова (1970) приводится лишь один пример из Пенжинского пояса на Северо-Востоке СССР, где структура кажется благоприятной для проявления флюидного сверхдавления.

Таким образом, единственным непротиворечивым, хотя и не обязательным объяснением генезиса молодых поясов с жадеит-глаукофановым метаморфизмом, является затягивание участков океанической коры совместно с перекрывающими их

осадками под континент и погружение их таким способом на значительную глубину. Несмотря на это, не следует отказываться и от гипотезы возникновения дополнительных тектонических нагрузок в зонах сверхглубинных разломов, разграничивающих крупнейшие геоблоки земной коры, так как существуют данные о закономерном изменении давления вблизи структур подобного рода (горизонтальный градиент давления). В качестве примера можно привести образование специфической метаморфической зональности в зоне Лапландского глубинного разлома на Балтийском щите. Необходимо найти способ количественной оценки величины сверхдавления и возможное время существования стационарного негидростатического поля напряжения. Решение этой задачи очень важно для изучения природы метаморфизма.

Объяснение генезиса ареальных метаморфических комплексов повышенных давлений дополнительными локальными тектоническими нагрузками в оязи с деформациями кажется неправдоподобным в связи со слишком широким распространением соответствующих парагенезисов. Так, например, внимательное изучение зональности кианит-силлиманитового или промежуточного типа (Беломорско-Лапландский, Аппалачский, Северо-Байкальский метаморфические пояса) показывает, что давление поддерживается на достаточно высоком уровне во всех зонах метаморфизма, о чем свидетельствует не только кристаллизация кианита, но и весь набор минеральных ассоциаций. Если к выводу о достижении таких условий в процессе раннедокембрийского метаморфизма на больших глубинах геологические наблюдения, являющиеся, как правило, недостаточными, мало противоречат, то возникновение сходных комплексов в фанерозойских поясах на глубинах, оцениваемых геологическими методами, без дополнительного давления кажется многим исследователям маловероятным. Одним из таких примеров является развитие в среднем девоне зонального метаморфизма кианит-силлиманитового типа вокруг гнейсовых куполов Урала (Кейльман, Минкин, 1972). Мощность перекрывающих пород оценивается здесь максимум в 4 км, что, естественно, не может обеспечить давление около 5-6 кбар.

Автор не склонен переоценивать значение геологических наблюдений подобного рода. Тем не менее представляется справедливым поставить вопрос о закономерностях распределения давления в земной коре в зависимости от глубины залегания метаморфических зон с учетом возможности возникновения дополнительных нагрузок. При этом следует иметь в виду два обстоятельства. Во-первых, выдержанность условий метаморфизма, свойственная ареальным комплексам, и однородность их тектонического строения свидетельствуют о том, что "скорость деформации (определяющая прочность пород), а следовательно, и избыточное тектоническое давление были однородными" (Рутланд, 1967, стр.36). Во-вторых, характер распределения давления по глубине в силу первого обстоятельства должен зависеть от общих особенностей структуры метаморфического пояса и быть одинаковым на всем его протяжении, если эти особенности существенно не меняются.

Вероятно, возможны разные способы толкования природы сверхдавления при метаморфизме ареального типа. Один из них представляется автору наиболее правдоподобным. Он заключается в том, что процессы глубинного диапиризма, характерные для интенсивно метаморфизованных комплексов и сопровождающие явления частной диверсии интрагеоантиклиналей (Судовиков и др., 1970), реализуются при наличии избыточного давления в жидкой фазе (гранитоидном расплаве) реоморфических масс. Поэтому все время, когда существует стационарный восходящий поток такого вещества в процессе формирования зональности, давление может превышать литостатическое. Относительная величина этого превышения должна определяться амплитудой вертикальных движений и конструкцией (структурой) толщи, перекрывающей инфраструктуру. Амплитуда движений, как отмечалось ранее, определяет интенсивность локальных теплоточков и не может быть значительной в однородно метаморфизованных древних комплексах. В молодых, сильно тектонически дифференцированных складчатых системах этот эффект мог играть существенную роль, а давление - поддерживаться на достаточно высоком уровне до момента прекращения подъема инфраструктуры по мере затвердевания расплавленных масс. При этом должна наступать разгрузка более быстрая, чем остывание всего метаморфического комплекса. Возможно, что такая

эволюция была характерна для Музкольского метаморфического комплекса, в котором устанавливается резкая смена парагенезисов повышенных давлений (ставролит-биотит-кианит-мусковитовая субфация) ассоциациями ставролит-кордиерит-биотит-мусковитовой и андалузит-гранат-биотит-мусковитовой субфаций, отвечающих пониженным давлениям (Дюфур, Котов, 1972). В раннедокембрийских однородных и зональных комплексах процессы прогрессивной и регрессивной (постмигматитовой) стадий мало отличаются величиной давления, которая меняется при метаморфизме не более чем на 1 кбар (стр. 65). Этим, по-видимому, ограничиваются возможные превышения реального давления над теоретически вычисляемым гидростатическим давлением.

Общая структура метаморфического пояса может определять величину дополнительной нагрузки в процессе подъема инфраструктуры в супраструктуру в том случае, когда супракристалльный покров отличается горизонтальной слоистостью (в частном случае тектонической) и реагирует на восходящие движения образованием сводовых поднятий, обладающих повышенными прочностными характеристиками. Тогда сам подъем инфраструктуры может реализоваться только при повышенном дополнительном давлении. Возможно, что с этим связано возрастание давления (не более чем на 1-1.5 кбар) в южном направлении в Аппалачском метаморфическом поясе, где восходящие движения выражались, в частности, в деформации мощных, почти горизонтальных тектонических покровов. Однако, как отмечалось выше, имеется и другая альтернатива, заключающаяся в предположении о латеральном изменении плотности теплового потока в данном поясе. Количественное решение поднятых здесь вопросов вряд ли возможно в настоящее время. Поэтому высказанные выше соображения можно рассматривать лишь как попытку поставить очень важную, с нашей точки зрения, проблему о возможных величинах сверхдавлений в земной коре.

Резюмируя сказанное выше, подчеркнем, что независимо от решения названной проблемы несомненным остается факт относительной однородности давления на значительных площадях при формировании как незональных, так и зональных метаморфических комплексов,^{*} а, значит, и факт примерно одинакового распределения давления по глубине в пределах большей части подвижных областей. Важно также то, что во время регрессивной (постмигматитовой) стадии метаморфизма, насколько можно судить по продуктам кислотного выщелачивания, давление существенно не меняется, а петрогенетические особенности метаморфического пояса сохраняются. Это свидетельствует о правомочности использования концепции фациальных серий для сравнительного качественного анализа теплового режима подвижных областей. Однако следует иметь в виду возможность возрастания градиента давления с глубиной, причем эта зависимость должна в большей или меньшей степени отклоняться от линейной. Поэтому оценки величин тепловых потоков на основании определения условий метаморфизма могут быть только минимальными для данного участка земной коры.

Рассмотрим намеченные в предыдущем разделе этапы регионального метаморфизма в аспекте эволюции теплового режима подвижных областей и земной коры в целом.

Наиболее древний гранулитовый метаморфизм, широко проявленный в раннеархейских подвижных областях, несмотря на свою значительную глубинность, несомненно, свидетельствует о большой интенсивности теплового потока, которая достигалась лишь в зонах интенсивных региональных термических аномалий в метаморфических поясах позднего докембрия и фанерозоя. Вместе с тем в раннем архее однородное тепловое поле повышенной напряженности существовало на огромных площадях. В фундаментах Восточно-Европейской и Сибирской платформ до сих пор не были найдены раннеархейские комплексы, отличающиеся характером метаморфизма от рассмотренного здесь. Это наталкивает на мысль о глобальности данного явления в том смысле, что земная кора в раннем архее обладала существенно иными геотермическими свойствами в пределах всей земли. Однако такой вывод едва ли следует признать правомочным, пока не решены

* Имеется в виду горизонтальная зональность.

вопросы планетарной корреляции раннедокембрийских комплексов и не будет доказана асинхронность гранулитовых комплексов алданского типа (Гранулитовая фация..., 1972) и таких древнейших серий, как киватинская на Канадском щите.

Материалы по Алданскому щиту, где данный тип гранулитовых комплексов исследован наиболее детально, определенно свидетельствуют о том, что рассматриваемый метаморфизм, а следовательно, и геотермическое состояние земной коры не характеризовали самые ранние этапы становления земной коры в этом регионе. Но, к сожалению, данные о предшествующих периодах развития крайне скудные. Поэтому не исключена возможность, что раннеархейскому разогреву коры предшествовал этап существенно иного состояния верхних слоев земли. Решение этого вопроса может быть достигнуто лишь путем совместных усилий геологов, работающих в разных частях земного шара.

В раннем архее намечилась некоторая тектоническая дифференциация земной коры, выявляющаяся в Восточной Сибири. Имеется в виду формирование гранулитов юго-восточной окраины Витимо-Алданского щита (сутамский тип). По мнению А.Н. Неелова (1968), эта область отличалась от центральной части Алданского массива формированием осадочно-вулканогенных формаций эвгеосинклинального типа, свойственных внутренним структурно-формационным зонам подвижных поясов. Характер метаморфизма, ареальное его проявление и принадлежность отличающей его гиперстен-силлиманит-ортоклазовой субфации к фациальной серии B_2 указывают на пониженную плотность теплового потока по сравнению с наиболее обширными в раннем архее подвижными областями, где были сформированы гранулиты алданского типа. Тектоническая дифференциация земной коры, проявленная далеко не повсеместно, не приводила, по-видимому, к формированию резко различающихся друг от друга степеню мобильности подвижных областей. Определенные тектонические режимы были свойственны для обширных площадей, а узкие подвижные пояса не возникали в этот период развития. Тем не менее геотермические различия существовавших тогда метаморфических областей были соизмеримы с различиями теплового режима более поздних, например среднепротерозойских парных поясов. Действительно, если для центральной части Алданского массива характерны субфации серии A_6 и A_3 , то на южной его окраине распространены породы серии B_2 . Столь же заметно отличается тепловой режим, например, Свекофеннского и Беломорско-Лапландского поясов.

Позднеархейский и раннепротерозойский этапы развития докембрия Восточной Сибири сходны в том отношении, что для формирующихся в этот период поясов характерно проявление исключительно однородного метаморфизма, свидетельствующего о малых латеральных изменениях плотности теплового потока. Однородность раннепротерозойского метаморфизма кажется особенно поразительной, если учесть, что мощность зоны ставролитовых субфаций, типичных для толщ данного возраста, при существовавшей напряженности температурного поля (серия A_3) вряд ли может превышать 4 км (Кудрявцев и др., 1967, 1969). А это значит, что существенных вариаций амплитуды вертикальных движений не было как во время складчатости и метаморфизма, так и после их завершения.

Общая плотность тепловых потоков в поясах позднеархейского и раннепротерозойского времени вряд ли значительно отличалась от плотности тепловых потоков раннеархейского периода. Однако проявлялись метаморфические процессы только в пределах достаточно узких поясов, в чем нашло отражение усиление общей тектонической дифференциации земной коры. В это же время в отличие от раннего архея намечилась и некоторая внутренняя дифференциация теплового поля в подвижных областях, что нашло отражение в слабо выраженной горизонтальной зональности станового и тукурингского комплексов. Но особенно характерно это явление для раннепротерозойских толщ Центрально-Карельской зоны на Балтийском щите.

Заметный перелом в геотермической истории земной коры рассмотренных регионов произошел на рубеже раннего и среднего протерозоя, когда метаморфические процессы локализовались лишь в пределах разобнесенных подвижных областей формировались парные метаморфические пояса типа Свекофеннского и Беломорско-Лапландского, резко различающиеся тепловым режимом, и произошла более

существенная по сравнению с предшествовавшими эпохами внутренняя дифференциация подвижных областей, что нашло отражение в постоянном проявлении горизонтальной метаморфической зональности с широким диапазоном температуры изменения пород.

Следующий важный момент в истории метаморфизма наступил в позднем протерозое, когда начали формироваться метаморфические пояса, принципиально мало отличающиеся от фанерозойских. Их главная особенность, заключающаяся в контрастности сочетающихся друг с другом во времени и в пространстве петрогенетических типов метаморфизма, а отсюда — в резких латеральных изменениях теплового и динамического режимов, связана с интенсивной внутренней тектонической дифференциацией подвижных поясов, не свойственной для раннего докембрия или не улавливающейся в древнейших структурах. Для молодых подвижных поясов, по-видимому, в общем были характерны тепловое поле малой напряженности и в то же время значительные отрицательные и положительные термические аномалии. Первые из них возникали в областях интенсивного прогибания земной коры, а в частности в зонах глубоководных впадин во фронтальной части островных дуг, и находили отражение в формировании, например, глаукофансланцевых комплексов. Положительные аномалии возникали в зонах и участках воздымания и приводили к развитию горизонтальной, часто высокоградиентной зональности. Следует также обратить внимание на крайнюю неустойчивость динамического режима и временное возникновение сверхдавления, снимающегося в процессе релаксации напряжений, что находит отражение в часто наблюдающейся смене парагенезисов, отвечающих различным давлениям.

Выводы

1. В развитии полициклических областей могут быть выделены более или менее длительные периоды развития (мегациклы), объединяющие несколько тектонических и метаморфических циклов. Древним этапам эволюции в большей мере свойственны черты ранних стадий циклов метаморфизма, в то время как поздние этапы обладают преимущественно особенностями поздних стадий. Возможны нарушения выявленной закономерности в последовательности метаморфических событий в конкретных регионах в связи с циклическим характером этих процессов. Ранние этапы древних полициклически развивающихся областей отличаются от молодых, в чем проявилась общая геотермическая эволюция земной коры.

2. Принцип фациальных серий может быть использован при сравнительном анализе теплового и динамического режимов подвижных областей в разные этапы их эволюции. Сверхдавления, в принципе возможные при синкинематическом метаморфизме, как можно ожидать, однородно распределены по площади подвижной области. Отклонение зависимости градиента давления от глубины от линейной должно приводить к занижению оценок интенсивностей тепловых потоков, основанных на использовании термодинамических параметров метаморфизма.

3. Общее тепловое поле исследованных в фундаментах Восточно-Европейской и Сибирской платформ обширных раннеархейских подвижных областей отличалось высокой напряженностью, которая последовательно снижалась в раннем-среднем протерозое, в позднем докембрии и фанерозое.

4. Общая тенденция тектонической и геотермической эволюции земной коры заключается в последовательном усилении ее дифференциации на подвижные и стабильные области, с одной стороны, и на разнородные метаморфические пояса, отличающиеся тепловым и динамическим режимами — с другой, а также во внутренней дифференциации подвижных областей.

§ 3. ПРОБЛЕМА ТИПИЗАЦИИ МЕТАМОРФИЗМА

А.Мияширо (Miyashiro, 1961) предполагает, что фациальные серии формируются при различных значениях геотермического градиента, и их появление определенным образом связано с геотектонической обстановкой, в которой проявляется метаморфизм. В общих чертах это верно, поэтому природные ассоциации

фаций, связанных в пространстве и во времени, в первом приближении можно было отождествлять с геологическими типами метаморфизма.

А.А.Маракушев (1965; Маракушев и др., 1971) один из первых сопоставил петрологические и геотектонические наблюдения и выделил ряды метаморфических формаций, каждый из которых по существу соответствует определенному типу метаморфизма. В качестве определяющего критерия было использовано отношение этого процесса к стадиям (или этапам) геосинклинальной эволюции. При этом А.А.Маракушев пришел к заключению об отчетливой геохимической специализации каждого из рядов формаций. Существенных же различий в причинах метаморфизма разных стадий этот исследователь не видит, считая восходящий поток ювенильных трансмагматических флюидов ведущим фактором создания необходимой напряженности теплового поля в подвижном поясе и в транспортировке различных компонентов, сочетание которых наряду с меняющимися во времени химическими особенностями растворов и определяет геохимическую специфику формаций.

Б.Я.Хорева (1966) придерживается существенно иных генетических представлений и, выделяя вслед за Г.Ридом динамогестермический (у Рида орогенический) и плутонический метаморфизм, считает различными причины возникновения тепловых потоков необходимой для их проявления интенсивности. Не соглашаясь с мнением о генетических различиях метаморфических процессов орогенического и плутонического типов в отношении источника тепла, необходимо подчеркнуть, что отстаиваемая Б.Я.Хоревой концепция смены во времени однородного метаморфизма зональным находит подтверждение в материалах, приведенных в настоящей монографии.

Н.Л.Добрецов и его коллеги (1969) высказали сомнение в применимости геохимических и тектонических критериев в классификационных целях. Если по отношению к первым были приведены многочисленные и вполне обоснованные возражения, то вторые были отвергнуты просто без всякой аргументации. Вместо этого было предложено несколько пространственно-фациальных признаков, которые представляются Н.Л.Добрецову и его коллегам достаточно простыми и вполне однозначными. Действительно, применение фациального признака является необходимым, так как всегда существует принципиальная возможность вполне однозначного определения принадлежности пород к той или иной фации, субфации или фациальной серии. Сложнее дело обстоит с пространственными и морфологическими признаками. Выделение ареальных и поясовых типов весьма неопределенно, что и вызвало необходимость введения в классификацию этих авторов промежуточного, ареально-поясового типа метаморфизма. Еще менее однозначным признаком является степень однородности метаморфизма, как ее понимают Н.Л.Добрецов и сотрудники (1969).

Между тем задача разделения типов метаморфизма значительно упрощается, если иметь в виду принципиальную возможность выявления на основе достаточно детальной фациальной классификации горизонтального градиента температуры или давления, который и должен стать критерием однородности метаморфизма. В этом случае такой метаморфизм, который наблюдается в Аппалачах, Свекофенском, Беломорско-Лапландском, Северо-Байкальском, Удоканском поясах, несомненно должен быть отнесен к неоднородному типу. В то же время гранулитовый метаморфизм Алданского массива, несмотря на значительные различия термодинамических условий изменений пород в разных частях этой структуры, должен быть отнесен к категории однородного метаморфизма, так как в нем отражена не горизонтальная, а вертикальная зональность.

К пространственным критериям лучше относить не форму метаморфических поясов или отдельных его частей, которая слишком разнообразна, чтобы стать хорошим классификационным признаком, а характер тектонической локализации. По структуре многих складчатых областей, рассмотренных в этой монографии, в настоящее время имеется весьма обширный и представительный материал, позволяющий с большой определенностью судить о тяготении процессов метаморфизма к той или иной структуре земной коры. Естественно, что такие связи не во всех случаях устанавливаются с одинаковой надежностью.

Значительно сложнее дело обстоит с определением места конкретного метаморфического процесса в истории подвижного пояса. Для молодых областей

эволюция метаморфических процессов прослежена достаточно подробно, а особенно благодаря исследованиям Н.Л.Добрецова и И.Куроды (1969), А.А.Маракушева и его коллег (1971). Древние подвижные зоны охарактеризованы в этом смысле не столь подробно. Но и здесь достигнуты несомненные успехи (Глебовицкий и др., 1971; Неелов и др., 1971).

Таким образом, в основу выделения геологических типов регионального метаморфизма должны быть положены следующие признаки: 1) принадлежность метаморфических пород к той или иной фациальной серии, отражающей общий характер и напряженность температурного поля; 2) пространственная связь метаморфических явлений со структурами земной коры, которая определяет морфологию поясов и их составных частей, сочетание термодинамических параметров и таким образом появление того или иного фациального признака; 3) место метаморфических явлений в истории подвижной области и земной коры в целом.

По-видимому, в настоящее время нельзя дать полную классификацию типов метаморфизма на основе этих, так же как и любых других, критериев. Однако можно охарактеризовать отдельные типы.

Начальный (инициальный), чаще всего зональный метаморфизм ранней геосинклинальной стадии развития подвижного пояса, соответствующий зонам отрицательных термических аномалий. Обычно накладывается на базальтоидные образования и вулканогенно-кремнистые либо граувакковые толщи. Низкотемпературный метаморфизм фации глаукофановых сланцев проявляется в условиях необычно высоких давлений, иногда, как можно предполагать, связанных с дополнительными тектоническими нагрузками в зонах крупнейших глубинных разломов. Характерна неустойчивость динамического режима, с чем связаны смена во времени и частое пространственное сочетание парагенезисов различных давлений.

Разновидностью метаморфизма этого типа является ранний метаморфизм докембрийских циклов, проявленный, например, в Лапландской зоне глубинных разломов. Отличительными признаками являются большая температура метаморфизма (гранулитровая фация) и не столь высокое для этого случая давление.

По-видимому, можно найти проявление еще одного типа метаморфизма ранних стадий геосинклинального цикла, который связан с рифтовыми зонами, отличающимися повышенной интенсивностью теплового потока. Однако в фанерозойских и докембрийских метаморфических поясах признаки этого метаморфизма не обнаруживаются.

Выделенный ранее автором (Глебовицкий, 1971) неоднородный метаморфизм зон смятия, отличающийся четко выраженным поясовым характером, отражающий появление положительных термических аномалий над зонами глубинных разломов, но занимающий неопределенное положение в истории подвижной области, в силу чего он не рассматривался в данной монографии, посвященной эволюционным проблемам.

Ранний однородный метаморфизм, охватывающий всю или значительную часть подвижной области и проявленный синхронно с первой или с недостаточно развитой второй стадией деформационного цикла. По петрогенетическим особенностям можно выделить три разновидности этого метаморфизма.

Первая из них характерна, например, для позднерархейских поясов Восточной Сибири и отражает умеренно интенсивный тепловой поток, мало дифференцированный на больших площадях. Следствием этого является формирование в корневых частях складчатого сегмента однородного (монофациального) метаморфического и ультраметаморфического комплекса, соответствующего, по условиям кристаллизации минералов, высокотемпературным субфациям фации альмандиновых амфиболитов. Принципиально сходным с позднерархейскими по типу метаморфизма, а следовательно, и по геотермическому состоянию, является ранне-среднепротерозойский метаморфический пояс, фрагменты которого обнаруживаются в складчатом основании Агинско-Борщовочной зоны Монголо-Охотской складчатой области.

Вторая разновидность однородного метаморфизма встречена в раннепротерозойских поясах юга Сибири и отличается от первой проявлением в условиях повышенной плотности теплового потока, который, так же как и в первом случае,

мало дифференцирован. Повышение напряженности температурного поля приводит к сокращению мощности зон ставролитовых субфаций. По этой причине „монофациальные“ метаморфические комплексы этих субфаций встречаются редко. Отсюда, по-видимому, возникло ошибочное представление Б.Я.Хоревой (1966) о том, что минералы ставролитовых субфаций вообще не образуются при динамотермическом метаморфизме, который по некоторым признакам сходен с рассматриваемым типом.

Третья разновидность однородного метаморфизма особенно характерна для позднего докембрия, хотя встречается и в более молодых метаморфических поясах. Супракрустальные толщи соответствующего возраста обычно метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, что затрудняет определение принадлежности пород к той или иной фациальной серии. Тем не менее можно предполагать не очень высокую интенсивность теплового потока, так как возникающие впоследствии положительные термические аномалии могут вызывать зональный кианит-силлиманитовый метаморфизм. Иначе говоря, теплоток периодом однородного метаморфизма был более низким, чем в поясах типа Станового или ранне-среднепротерозойского в Агинско-Борщовочной зоне. Судя по всему, степень метаморфизма рассматриваемой разновидности в толщах позднего протерозоя и фанерозоя никогда не поднималась выше зеленосланцевой фации (мусковит-хлоритовой субфации), а относительно высокотемпературные зоны находились глубоко, в фундаменте подвижной области.

Рассматривавшиеся в предыдущем параграфе две разновидности гранулитового метаморфизма не отличаются от первых двух подтипов, которые описаны здесь, по тепловому режиму, сопутствующему их проявлению. Что же касается места гранулитовых преобразований в истории подвижных областей и тектонической их локализации, то эти признаки в них не всегда устанавливаются с достаточной определенностью. Можно лишь предполагать, что раннеархейский метаморфизм гранулитовой фации, являющийся по существу однородным, должен выделяться в качестве самостоятельного типа, так как он ни в коей мере не может уподобляться метаморфизму ранних стадий деформационного цикла.

Зональный метаморфизм периода инверсии интрагеосинклиналей и устойчивых поднятий интрагеоантиклинальных структур, совпадающего со второй и отчасти с третьей стадиями деформационного цикла. По петрологическому признаку можно различать две его разновидности — кианит-силлиманитовый и андалузит-силлиманитовый, отражающие различную интенсивность термических аномалий, которые возникали в период восходящих движений. По морфологическим признакам и масштабам проявления различаются разновидности, связанные с региональными и локальными аномалиями. Первые из них захватывают весь метаморфический пояс или существенную его часть, например интрагеосинклиналь или интрагеоантиклиналь первого рода; вторые же ограничиваются локальными структурами, например гранито-гнейсовыми (Урал) или сланцевыми (Вост.Забайкалье) куполами. Локальные термические аномалии располагаются в складчатой области не хаотически, а вдоль определенных линий, образуя своеобразные метаморфические пояса. В некоторых случаях они совпадают с разломами глубокого заложения. Например, рассмотренный в § 1 данной главы термальный купол в районе устья р.Онона (стр. 96) тяготеет к зоне Монголо-Охотского разлома. Но это не единственный вариант локализации зональных комплексов. Во многих случаях они возникают вокруг гранито-гнейсовых куполов, осложняющих интрагеоантиклинальные поднятия первого рода, как это наблюдается, например, в Уральском и Молданубском метаморфических поясах.

Существуют специфические проявления метаморфизма, которые из-за недостаточной своей изученности не могут быть уверенно отнесены к тому или иному типу. В их числе можно, например, назвать метаморфизм зерендинской серии Северного Казахстана.

Типизация регионального метаморфизма по перечисленным выше признакам очень важна для решения многих генетических вопросов, таких как источники тепла и способы его переноса в земной коре, характер причинно-следственных связей между метаморфическими и тектоническими процессами, металлогеническая специализация метаморфических зон и поясов.

Литература

- Амантов В.А. Проблемы стратиграфии позднего докембрия и палеозоя западной части Монголо-Охотской области в свете новых данных. - Изв. Забайк. фил. геогр. общ. СССР, вып. 1, т. 2, Чита, 1966.
- Бакиров А.Б. Типы метаморфических комплексов Средней Азии. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Изд. "Наука", Ленингр. отд. Л., 1971.
- Байкова В.С. Метаморфизм архейских пород центральной части Алданского щита. Автореф. канд. дисс., Л., 1972.
- Белевцев Р.Я. Метаморфическая зональность Криворожского бассейна. - Геол. журнал, т. 30, вып. 4, 1970.
- Бельков И.В. Кианитовые сланцы Кейв. Изд. АН СССР, М.-Л., 1963.
- Береснев А.Ф., Гайданов А.Г., Ковылин В.М., Строев П.А. Интерпретация геофизических данных переходной зоны в районе Японского моря. - В кн.: Морские гравиметрические исследования. Изд. "Наука", М., 1969.
- Береснев А.Ф., Ковылин В.М. Некоторые особенности глубинного строения южной части Японского моря. - Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1969.
- Богданов Ю.Б., Воинов А.С. К истории формирования метаморфической зональности в докембрийских комплексах восточной части Балтийского щита и ее связь с тектоникой и магматизмом. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Изд. "Наука", Ленингр. отд., Л., 1971.
- Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Изд. "Наука", Ленингр. отд., Л., 1968.
- Великославинский Д.А. Сравнительный анализ кианит-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типов регионального метаморфизма. Изд. "Наука", Ленингр. отд., Л., 1972.
- Великославинский Д.А., Петров Б.В. Геология и метаморфизм верхнего докембрия Северо-Байкальского нагорья. - МГК, XXII сессия, докл. сов. геол., проблема № 10, изд. "Наука", М., 1964.
- Великославинский Д.А., Мануйлова М.М., Ревякин Л.В., Соколов Ю.М., Шалек Е.А. Метаморфические пояса Байкальской горной области. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Изд. "Наука", Ленингр. отд., Л., 1971.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. Изд. "Мир", М., 1969.
- Виноградов А.П., Тугаринов А.И. О геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита по данным свинцово-урано-ториевого метода измерения абсолютного возраста. - В кн.: Геология и геохронология докембрия. Изд. "Наука", М.-Л., 1964.
- Власов В.К. Задача о распределении температуры в земной коре и верхней мантии. Физика Земли, № 6, 1971.
- Володичев О.И. Ранний метаморфизм пород беломорского комплекса центральной части Западного Беломорья. Автореф. канд. дисс., М., 1972.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Изд. "Наука", Ленингр. отд., Л., 1968.
- Гитар Ж. К вопросу о герцинском региональном метаморфизме палеозоя и докембрия Восточных Пиренеев. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Изд. "Наука", Ленингр. отд., Л., 1970.
- Глебовицкий В.А. О структурных соотношениях алданского и станового комплексов. - В кн.: Геология и геохронология докембрия. Изд. "Наука", М.-Л., 1964.
- Глебовицкий В.А. Процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и некоторые вопросы геологии глубинных сечений складчатых поясов. - Сов. геол., № 2, 1969.
- Глебовицкий В.А. Фациальные серии и эволюция метаморфических поясов. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Изд. "Наука", Ленингр. отд., Л., 1971.
- Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Крылова М.Д., Климов Л.В., Московченко Н.И., Никитина Л.П., Седова И.С. Фации высокотемпературного и среднетемпературного метаморфизма и ультраметаморфизма. - В кн.: Принципы составления карт метаморфизма и некоторые общие проблемы петрологии. Изд. "Наука", Сибирск. отд., Новосибирск, 1972.

- Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Московченко Н.И., Прияткина Л.А., Пушкарев Ю.Д. Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Изд. „Наука“, Ленингр.отд., Л., 1971.
- Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Судовиков Н.Г. Полиметаморфизм докембрия южного обрамления Алданского щита. МГК, XXII сессия, докл.сов.геол., проблема № 10, изд. „Недра“, М., 1964.
- Глебовицкий В.А., Турченко С.И. Некоторые проблемы металлогении протерозойских подвижных поясов Балтийского щита. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Изд. „Наука“, Ленингр.отд., Л., 1970.
- Горлов Н.В. Структура беломорид. Изд. „Наука“, Ленингр.отд., Л., 1967.
- Горохов И.М., Лобач-Жученко С.Б. Определение возраста гранитов карелид юго-западной Карелии с помощью Rb-Str изохронного метода. — Геохимия, № 10, 1964.
- Гранулитовая фация метаморфизма. Изд. „Наука“, Ленингр.отд., Л., 1972.
- Дзевановский Ю.К. Тектоника Джугджуро-Становой складчатой области. — В кн.: Геологическое строение СССР, т.Ш. Госгеолтехиздат, М., 1958.
- Дзевановский Ю.К. Геология западной окраины хребта Станового. — Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, 1959.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т.3. Изд. „Мир“, М., 1966.
- Добрецов Н.Л. Жадитовые породы как индикаторы высоких давлений в земной коре. — МГК, XXII сессия, докл. сов.геол., проблема № 16, изд. „Наука“, М., 1964.
- Добрецов Н.Л. Лавсонит-глаукофановые и глаукофановые сланцы СССР и некоторые проблемы метаморфизма орогенных поясов СССР. — МГК, XXIII сессия, докл.сов.геол., проблема № 3, изд. „Наука“, М., 1968.
- Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эколгит-глаукофансланцевые комплексы СССР и их генезис. Автореф.докт.дисс., Новосибирск, 1970.
- Добрецов Н.Л. Типы регионального метаморфизма северо-западной части Тихоокеанского обрамления. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Изд. „Наука“, Ленингр.отд., Л., 1971.
- Добрецов Н.Л., Кейльмайн Г.А., Минкин Л.М., Молдавандцев Ю.Е. Метаморфические комплексы и пояса Урала. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Изд. „Наука“, Ленингр.отд., Л., 1971 а.
- Добрецов Н.Л., Лаврентьев Ю.Г., Поспелов Л.Н., Соболев В.С., Соболев Н.В. Особенности минералогии и генезиса эколгит-глаукофановых комплексов (на примере Южного Урала). — Геол. и геоф., № 10, 1971 б.
- Добрецов Н.Л., Курода И. Геологические закономерности глаукофанового метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского складчатого обрамления. — Геол. и геофиз., № 12, 1969.
- Добрецов Н.Л., Меламед, В.П., Шаранов. Динамика регионального метаморфизма в условиях модели „простого погружения“ коры океанического типа. — Геол. и геофиз., № 10, 1970.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Ушакова Е.Н., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма СССР. Изд. „Наука“, Сибирск.отд., Новосибирск, 1966.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. Изд. „Недра“, М., 1970.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Принципы выделения и классификации метаморфических формаций. Геол. и геофиз., № 3, 1969.
- Другова Г.М., Климов Л.В., Крылова М.Д., Михайлов Д.А., Судовиков Н.Г., Ушакова З.Г. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып.8, 1959.
- Другова Г.М., Неелов А.Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып.11, 1960.
- Другова Г.М., Талдыкина К.С. Бластомилонитизация и высокотемпературный диафорез в гнейсах кольской серии. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Изд. „Наука“, Ленингр.отд., Л., 1969.
- Дук В.Л. Склады зоны ультраметаморфизма. Изд. „Наука“, Ленингр.отд., Л., 1967.
- Дюфур М.С., Котов Н.В. Термодинамические условия проявления процессов метаморфизма в породах восточной части Центрального Памира. — Изв. АН СССР, сер.геол., № 12, 1972.
- Ефимов А.Н., Тетяева Т.М. Докембрийские отложения центральной части Агинского поля. — Геол. и геофиз., № 10, 1968.
- Жданов В.В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. Изд. „Наука“, М., 1966.
- Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н. Изучение докембрийских осадочно-вулканогенных толщ на примере печенгской серии Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы изучения докембрия. Изд. „Наука“, Ленингр.отд., Л., 1967.
- Кано Х., Курода И. Метаморфизм плато Абакума со специальным рассмотрением сосуществования андалузита, кванита и силлиманита. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Изд. „Наука“, М., 1969.

- Кейльман Г.А., Минкин Л.М. Типы регионального метаморфизма горных пород Урала. — В кн.: Принципы составления карт метаморфизма и некоторые общие проблемы петрологии. Новосибирск, 1971.
- Кележинская К.Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. Изд. „Наука“, М., 1965.
- Кележинская К.Б. Неоднородность давления при метаморфизме зонального комплекса Южно-Чуйского хребта (Горный Алтай). ДАН СССР, т.186, № 1, 1971.
- Кележинская К.Б., Хлестов В.В. Статистический анализ минералов группы эпидота и их парагенетические типы. Изд. „Наука“, М., 1971.
- Кицул В.И. Кристаллооптические свойства и химический состав амфиболов из метаморфических пород иенгрской серии Алданского шита. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского шита. Изд. „Наука“, М., 1966а.
- Кицул В.И. Оптические свойства и химический состав пироксенов из метаморфических пород иенгрской серии Алданского шита. Там же, 1966б.
- Кицул В.И. Химический состав и физические свойства гранатов из метаморфических пород иенгрской серии Алданского шита. Там же, 1966в.
- Кицул В.И. Химический состав биотитов из метаморфических пород иенгрской серии и унгринского комплекса Алданского шита. Там же, 1966г.
- Кицул В.И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского шита. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Изд. „Наука“, Ленингр.отд., Л., 1971.
- Кицул В.И., Лазебник К.А. Геология и петрография докембрийских кристаллических образований района слияния Алдана и Унгры (к проблеме „Унгринского клина“). — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского шита. Изд. „Наука“, М., 1966.
- Князев Г.И. Стратиграфия нижнего палеозоя и докембрия Приаргуны. Чита, 1962.
- Коржинский Д.С. Геология и полезные ископаемые южного района Якутской АССР. — Тр. ИГиН АН СССР, вып. 2, 1933.
- Коржинский Д.С. Пересечение Станового хребта по Амуро-Якутской магистрали и его геологические комплексы. — Тр. ЦНИГРИ, вып. 41, 1935.
- Коржинский Д.С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. — Тр. ИГиН АН СССР, вып. 12, сер. петрогр., (№ 5), 1940.
- Коржинский Д.С. Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири. — Тр. ИГиН АН СССР, вып. 61, сер. петрогр., 1945.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, М., 1955.
- Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд. АН СССР, М., 1957.
- Коржинский Д.С. Общие закономерности постмагматических процессов. — В кн.: Конференция „Проблемы постмагматического рудообразования“, т.П. Прага, 1965.
- Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и послемагматические процессы в докембрии Удакано-Становой зоны. Изд. „Наука“, М., 1967.
- Кориковский С.П. Граница ставролитовой субфации метаморфизма в области низких давлений. — ДАН СССР, т. 184, № 1, 1969а.
- Кориковский С.П. Влияние глубинности на соотношение метаморфических зон в насыщенных K_2O метапелитовых сланцах и роговиках. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т.1. Изд. „Наука“, М., 1969б.
- Кориковский С.П. Влияние глубинности на парагенезисы недосыщенных K_2O высокоглиноземистых метапелитов. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т.П. Изд. „Наука“, М., 1970.
- Кориковский С.П. Малоглубинный ставролит-андалузит-силлиманитовый тип регионального метаморфизма в докембрии хр.Кодар (Восточная Сибирь). — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Изд. „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1971.
- Косминская О.П., Зверев С.М., Вейцман П.С., Тулина Ю.В., Красилина Р.М. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1963.
- Котов Н.В., Милькевич Р.И., Турченко С.И. Палеотермометрия мусковитсодержащих метаморфических пород по данным рентгеновского и химического изучения мусковитов. — ДАН СССР, т.184, № 5, 1969.
- Красный Л.И. Монголо-Охотский складчатый пояс и его место в структуре Восточной Азии. — Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, 1958.
- Кратц К.О. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР, М.-Л., 1963.
- Кратц К.О., Герлинг Э.К., Лобач-Жученко С.Б. Геохронология докембрия Балтийского шита. — МГК, XXII сессия, докл. сов. геол., проблема № 4, изд. „Наука“, Ленингр.отд., Л., 1968.
- Кратц К.О., Глебовицкий В.А. Метаморфические пояса СССР. МГК, XXIУ сессия, докл. сов. геол., проблема № 1, изд. „Наука“, Ленингр.отд., Л., 1972.

- Кратц К.О., Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Московченко Н.И., Прияткина Л.А., Неелов А.Н., Бондаренко Л.П. Основные закономерности в эволюции метаморфических поясов (по материалам к карте метаморфических поясов СССР). - В кн.: Принципы составления карт метаморфизма и некоторые общие проблемы петрологии. Изд. „Наука“, Сибирск.отд., Новосибирск, 1972.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Яскевич Н.И., Борисова К.Д., Сокол Р.С. Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной части Карелии. Изд. „Наука“, Ленингр.отд., Л., 1968.
- Кратц К.О., Чернов В.М. Геологические формации и некоторые особенности палеотектоники раннего протерозоя Балтийского щита. - В кн.: Проблемы литологии докембрия. Изд. „Наука“, Ленингр.отд., Л., 1971.
- Кудрявцев В.А., Ахметов Р.Н., Бирюлькин Г.В. Стратиграфия и тектоника верхнеархейских и нижнепротерозойских образований Удоканского и Кодарского хребтов. - В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск, 1971.
- Кудрявцев В.А., Меламед В.Г., Шарапов В.Н. Плавление пород в условиях слоисто-неоднородной среды и градиента температур. - Геол. и геофиз., № 12, 1967.
- Кудрявцев В.А., Меламед В.Г., Шарапов В.Н. К динамике процессов регионального метаморфизма и палингенеза. - Геол. и геофиз., № 6, 1969.
- Лазарев Ю.И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Изд. „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1971.
- Лазыко Е.М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Изд. Львовск.унив., 1956.
- Лангсет М.Г. мл. Измерение теплового потока вдоль системы срединноатлантических хребтов. - В кн.: Система рифтов Земли, Изд. „Мир“, М., 1970.
- Лебедев В.И. Гранаты и биотиты пород ладожской формации и их петрологическое значение. - В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т.2. Изд. ЛГУ, 1964.
- Лебедев М.М., Ястремский Ю.М., Гузиев И.С. О природе гранито-гнейсовых куполов Средне-Камчатской метаморфической зоны. - В кн.: Геология и геофизика Тихоокеанского пояса. (Тр. Сахалинск.компл.НИИ, вып.25). Ново-Александровск, 1970.
- Лепезин Г.Г. Карта метаморфических фаций Алтае-Саянской области. - В кн.: Принципы составления карт метаморфизма и некоторые общие проблемы петрологии. Изд. „Наука“, Сибирск.отд., Новосибирск, 1972.
- Лобач-Жученко С.Б., Кратц К.О., Герлинг Э.К., Горохов И.М., Кольцова Т.В., Морозова И.М., Крылов И.Н., Чекулаев В.П., Пушкарев Ю.Д., Спринсон В.Д., Алферовский В.С. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Изд. „Наука“, Ленингр.отд., Л., 1972.
- Лутц Б.Г. Парагенетический анализ гранитизированных высокоглиноземистых пород Алдана. - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. Изд. „Наука“, М., 1966.
- Маракушев А.А. Парагенезисы пересыщенных глиноземом архейских кристаллических сланцев Алданского щита. - В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. Изд. „Наука“, Ленингр.отд., 1985.
- Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. Изд. „Наука“, М., 1968.
- Маракушев А.А. Теплоемкость, энтропия и химические связи в минералах. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т.1. Изд. „Наука“, М., 1969.
- Маракушев А.А. Устойчивость алмандина и его парагенезиса. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Изд. „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1970.
- Маракушев А.А. Проблемы метаморфизма. - Изд. АН СССР, сер. геол., № 9, 1971.
- Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. Изд. „Наука“, М., 1971.
- Маракушев А.А., Полин Ю.К. Эклотитовые кристаллические сланцы в докембрийских метаморфических комплексах и условия их образования. - Геол. и геофиз., № 1, 1962.
- Маслеников В.А., Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Древнейшие горные породы Кольского полуострова. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып.12, 1961.
- Маслеников В.А., Бондаренко Л.П., Прияткина Л.А., Дагелайский В.Б. Граниты северо-восточной части Кольского полуострова. - В кн.: Граниты Кольского полуострова и Карелии. (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып.15), 1963.
- Миллер Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизированных комплексов. Геотектоника, в печати.
- Миллер Ю.В., Милькевич Р.И., Глебовицкий В.А., Давыдов Г.В. Структура северо-восточной части Агинского массива. - Геотектоника, № 8, 1972.
- Милькевич Р.И. Метаморфические комплексы западной части Борщовочного хребта (Восточное Забайкалье). Автореф. канд. дисс., 1970.

- Милькевич Р.И., Котов Н.В. Геология, полиметаморфизм и палеотермометрия комплексов метаморфических пород Ундино-Шилкинского междуречья (Восточное Забайкалье). - В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т.4. Изд. ЛГУ, 1972.
- Милькевич Р.И., Неелов А.Н., Седова И.С. Метаморфические комплексы Боршовочного хребта. - Изв. Забайк. фил. Всесоюз. геогр. общ., вып.2, т.4, 1967.
- Мишкин М.А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива в Приморье. Изд. „Наука“, М., 1969.
- Московченко Н.И. Некоторые закономерности эволюции процессов метаморфизма кианит-силлиманитового типа (на примере Северной Карелии). - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Изд. „Наука“, Ленингр.отд., Л.,1971.
- Московченко Н.И., Турченко С.И. Стратиграфия супракrustальных толщ Северной Карелии и роль блоковых движений в их формировании. - В кн.: Стратиграфия и изостатная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Изд. „Наука“, Ленингр.отд., Л., 1970.
- Нагайцев Ю.В. К характеристике зонального метаморфизма Ладужской формации. - Вестн.ЛГУ, сер.геол. и геогр., вып.3, № 18, 1965.
- Нагибина М.С. Новые данные по тектонике Монголо-Охотского пояса. - Бюлл.МОИП, отд. геол., т.33, вып.3, 1968.
- Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. - Тр. ГИН АН СССР, вып.79, 1963.
- Неелов А.Н. Палеотектоника докембрия Сибирской платформы и некоторые закономерности развития докембрийских подвижных областей. - МГК, XXIII сессия, докл. сов. геол., проблема № 4, изд. „Наука“, Ленингр.отд., Л., 1968.
- Неелов А.Н. Метаморфические и палеометаморфические карты юга Восточной Сибири. - В кн.: Принципы составления карт метаморфизма и некоторые общие проблемы петрологии. Изд. „Наука“, Сибирск. отд., Новосибирск, 1972.
- Неелов А.Н., Глебовицкий В.А., Байкова В.С., Дук Г.Г., Карсаков Л.П., Милькевич Р.И., Седова И.С., Турченко С.И. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Изд. „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1971.
- Николаев В.А. О процессах осмотической дистилляции и растворении газовой фазы в силикатных системах. - Зап. ВМО, т.84, № 4, 1955.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. Изд. „Мир“, М., 1967.
- Перчук Л.Л. Равновесие породообразующих минералов. Изд. „Наука“, М., 1970.
- Перчук Л.Л. Термодинамические условия ($T, P, \rho_{H_2O}, \rho_{O_2}$) минеральных равновесий в метаморфических породах различных фаций. - В кн.: Принципы составления карт метаморфизма и некоторые общие проблемы петрологии. Новосибирск, 1972.
- Пинаева Н.И. Редкие парагенезисы в породах колчеданной формации Северной Карелии. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Изд. „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1970.
- Полканов А.А. Краткий обзор дочетвертичной геологии Кольского полуострова. - МГК, XXIII сессия. Путеводитель. Северная экскурсия, Кольский полуостров. Л. - М., 1937.
- Полканов А.А. Краткий обзор дочетвертичной геологии Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенно-Скандинавского кристаллического щита. - МГК, XVIII сессия, т.П, М., 1939.
- Полканов А.А., Герлинг Э.К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып.12, 1961.
- Полканов А.А., Герлинг Э.К. Предварительная возрастная шкала докембрия-герцинид для Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып.19, 1964.
- Предовский А.А., Петров В.П., Беляев О.А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Изд. „Наука“, Ленингр.отд., Л., 1967.
- Рабкин М.И., Вишневский А.Н. Метаморфические фации и субфации Анабарского щита. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Изд. „Наука“, Ленингр.отд., Л., 1971.
- Родников А.Г., Хаин В.Е. Проблемы направленности развития земной коры в северо-западной части Тихоокеанского пояса (в свете данных глубинного строения). - Геотектоника, № 3, 1971.
- Рутланд Р.У. Избыточное тектоническое давление. - В кн.: Природа метаморфизма. Изд. „Мир“, М., 1967.
- Саттон Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм. Там же, 1967.
- Семеновко Н.П. Метаморфизм подвижных зон. Изд. „Наукова думка“, Киев, 1966.
- Синица С.М. Новые данные о строении Чаган-Олуевского гранитного массива (Восточное Забайкалье). - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области, вып.1, Чита, 1963.

- Синицын А.В., Корсакова М.А. О докембрии и метаморфических фациях Ребольско-Муезерского района Центральной Карелии (в связи с проблемой гранулитов в беломорском комплексе). - В кн.: *Метаморфические пояса СССР*. Изд. „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1971.
- Соболев В.С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. унив., 1949.
- Соболев В.С. О роли давления при минералообразовании. *Минер. сб. Львовск. геол. общ.*, № 9, 1955.
- Соболев В.С. Роль давления при метаморфизме. - МГК, XXI сессия, докл. сов. геол., проблема № 14, Изд. АН УССР, Киев, 1960.
- Соболев В.С. О давлении при процессах метаморфизма. - В кн.: *Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд*. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Соболев В.С. Физико-химические особенности минералообразования в земной коре и верхней мантии. - *Геология и геофиз.*, № 1, 1964.
- Стенарь М.М., Володичев О.И. К вопросу о реликтовой гранулитовой фации регионального метаморфизма в Западном Беломорье. - В кн.: *Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование*. Изд. „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1970.
- Судовиков Н.Г. Докембрийские породы Ребольско-Кимасозерского района. КФССР. - *Тр. Геол.-разв. треста*, вып. 5, 1934.
- Судовиков Н.Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья (гранитизация пород Беломорья). - *Тр. Ленингр. геол. упр.*, вып. 17, 1939.
- Судовиков Н.Г. Тектоника, метаморфизм и гранитизация пород ладожской формации. - *Тр. ЛАГЕД АН СССР*, вып. 4, 1964.
- Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. ЛГУ, 1964.
- Судовиков Н.Г. Проблема гранитов рапакиви. Изд. „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1967.
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Крылова М.Д., Неелов А.Н., Седова И.С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Изд. „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1965.
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов. Изд. „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1970.
- Судовиков Н.Г., Другова Г.М., Глебовицкий В.А. Последовательность метаморфических преобразований докембрийских пород в области Станового хребта. - В кн.: *Физико-химические условия магматизма и метасоматоза*. Изд. „Наука“, М., 1964.
- Тихомиров В.М. Термодинамические условия в земной коре и верхней мантии Охотского моря, Курильских островов и прикурильской части Тихого океана. - *Тр. Сахалинск.-Компл. НИИ*, вып. 25, 1970.
- Тугаринов А.И., Бибиков Е.В., Горощенко Г.Л. О возрасте гранулитов Балтийского щита. - *Геохимия*, № 9, 1968.
- Турнок А.К. Шпинели. Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. ИЛ, М., 1963.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ, М., 1962.
- Федькин В.В. Анализ парагенезисов ставролита. - В кн.: *Очерки физико-химической петрологии*. Т. П, изд. „Наука“, М., 1970.
- Ферхуген Дж. Распределение температур и тепловой поток при региональном метаморфизме. В кн.: *Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд*. Т. I, изд. АН СССР, М., 1961.
- Фрумкин И.М., Нужнов С.В. Основные проблемы геологии архея Алданского щита. - *Матер. по геол. и полезным ископ. Якутской АССР*, вып. 68, Якутск, 1968.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. Изд. „Недра“, М., 1964.
- Хаин В.Е. Основные тенденции в развитии земной коры. - *Вестн. МГУ*, сер. IУ, геол., № 1, 1968.
- Хаин В.Е. Об общих закономерностях тектонических процессов во времени - проблема прерывности-непрерывности. - *Вестн. МГУ*, сер. IУ, геол., № 4, 1971а.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Изд. „Недра“, М., 1971б.
- Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Изд. „Недра“, М.-Л., 1966.
- Хитаров Н.И., Пунин В.А., Чжао-Бин, Слудский А.Б. Соотношения между андалузитом, кианитом и силлиманитом в условиях умеренных температур и давлений. - *Геохимия*, № 3, 1963.
- Хорева Б.Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. - *Геотектоника*, № 6, 1966.
- Чесноков С.В. К структурной эволюции гнейсовых куполов. Складки волочения в куполах Восточно-Уральского антиклинория. - *ДАН СССР*, т. 167, № 4, 1966.
- Шафеев А.Х. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. Изд. „Наука“, М., 1970.
- Шульдинер В.И. Архей на востоке Забайкалья. - В кн.: *Геология и золотонность докембрия Якутии*, Якутск, 1971.

- Шулятин О.Г., Захаров Ю.И. Метаморфические пояса Таймырской складчатой области. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Изд. „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1971.
- Шуркин К.А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Изд. „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1968.
- Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е., Дук В.Л., Никитин Ю.В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып.14, 1962.
- Эз В.В. Особенности складчатой структуры ультраметаморфических толщ беломорского комплекса архея Балтийского щита. - МГК, XXIII сессия, докл. сов. геол., проблема № 4, изд. „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1968.
- Эскола П. Докембрий Финляндии. - В кн.: Докембрий Скандинавии. Изд. „Мир“, М., 1967.
- Akella J., Winkler H.G.F. Ortorombic Amphibole in some metamorphic reactions. - Contr. Mineralogy and Petrol., v.12, N 1, 1966.
- Albee A.L. A petrogenetic Grid for pelitic Schists. - Am.J.Sci., v.263, N 8, 1965.
- Althaus E. Die Bildung von Pyrophyllit und Andalusit zwischen 2000 und 7000 Bar H₂O. - Druck, Naturwiss., Bd.53, Hf.1, 1966a.
- Althaus E. Der Stabilitätsbereich des Pyrophyllits unter dem Einfluss von Säuren II. Mitteilung: Pyrophyllit und Andalusitlagerstätten. - Beitr. Petr., Bd.12, N 2, 1966b.
- Althaus E. The triple point Andalusite-Sillimanite-Kyanite and experimental and petrologic Study. - Contr. Mineralogy Petrol., v.16, N 1, 1967.
- Bearth P. Über Eklogit, Glaucophanschiefer und Metamorphe Pillowlaven. - Schweiz. Min.Petrogr.Mitt., Bd.39, Hf.2, 1959.
- Bearth P. Zur Entstehung alpinotyper Eklogit. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., Bd.45, Hf. 1, 1965.
- Bederke E. Über der Wärmehaushalt der Regionalmetamorphose. - Geol.Rundschau, Bd. 26, Hf. 2, 1947.
- Bell P.M. Aluminium Silicate System: Experimental Determination of the triple point. - Science, v.143, p.1055, 1963.
- Bowen N.L., Tuttle O.F. The System MgO-SiO₂-H₂O. - Geol.Soc. Am. Bull., v.60, N 5, 1949.
- Brace W.F., Ernst W.G., Kallberg B.W. An Experimental Study of tectonic Overpressure in Franciscan Rocks. - Geol. Soc. Am. Bull., v.81, N 2, 1970.
- Chatterjee N.N. The Alpine Metamorphism in the Simplon Area, Switzerland and Italy. - Geol. Rundschau, Bd.51, N 1, 1961.
- Chatterjee N.D. Phase Equilibria in the Alpine Metamorphic Rocks of the Environs of the Dore-Maira Massif, Western Italian Alps. Part I. N. Jb. Miner. Abh. Bd. 114, N 2, 1971a; Chatterjee N.D. Phase Equilibria in the Alpine Metamorphic Rocks of the Environs of the Dore-Maiva Massif, - Western Italech Alps. Part II. N.Jb. Miner.Abh., Bd.114, N 3, 1971b.
- Chinner G.A. Cordierite-granat paragenesis. - Ann.Rep. Goephys.Lab., Year Book 58, 1959.
- Clark S.P. Jr. Kyanite-Sillimanite Equilibrium. Carnegie Inst. Wash., Year Book, N 59, 1960.
- Clark S.P. Jr. A Redetermination of Equilibrium between Kyanite and Sillimanite. - Am.J.Sci., v. 259, N 6, 1961.
- Clark S.P. Jr., Robertson E.C., Birch F. Experimental Determination of Kyanite-Sillimanite Equilibrian Relations at high Temperature and Pessures. - Am.J.Sci., v.255, N 1, 1957.
- Coleman R.G., Lee D.E. Metamorphic Aragonite in the Glaucophane Schist of Caradero, California. - Am. J.Sci., v.260, N 7, 1962.
- Coleman R.G., Lee D.E., Beatty D., Brannock W.W. Eclogites and Eclogites: Their Differences and Similarity. - Geol. Soc. Am. Bull., v.76, N 5, 1965.
- Coombs D.S. The Nature and Alteration of some Triassic Sediments from Southland, New Zealand. - Roy. Soc. New Zealand Trans., v.82, part.1, p.65-109, 1954.
- Coombs D.S. Lower Grade Mineral Facies in New Zealand. Rep. XXII Sess. Norden, pt. XIII, p.339-351, 1960.
- Crawford W.A., Fyfe W.S. Lawsonite Equilibria. - Am.J.Sci, v.263, N 5, 1965.
- Demay A. Tectonic Antestephanienne du Massif Central. - Mem.Carte. Geol. France, N 299, 1948.
- Den Tex E. A Commentary on the Correlation of Metamorphism and Deformation in Space and Time. - Geol. Mijrb., B. 42, R, 2, 1963.

- Den Tex E. Metamorphic Lineages of orogenic Plutonism. - Geol.Mijrb., B.44, R.4, 1965.
- Ernst W.G., Seki Y., Onuki H., Gilbert M.C. Comparative Study of Low Grade Metamorphism in the California Coast Ranges and the Outer Metamorphic Belt of Japan. - Geol. Soc. Am. inc. Memoir 124, 1970.
- Eskola P. On the Relation and Mineralogical Composition in the Metamorphic Rocks of the Orijarvi Region. - Com. Geol. Fin. Bull., N 44, 1915.
- Eskola P. The Mineral Facies of Rokcs. - Norsk. Geol.Tidd., N 6, 1920.
- Eskola P. Die Metamorphen Gesteine. - In dem Buch: Bart T.E.W., Correns C.W., Eskola P. Die Entstehung der Gesteine. Berlin, 1939.
- Eskola P. The problem of mantled domes. - Quart. J. Geol.Soc. London, v.104, N 416, pt.4, 1949.
- Fonteilles M., Guitard G. L'effect de socle dans le métamorphisme hercien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées. - C.R.Acad. Sci., t.258, p.4299-4302, 1964.
- Fonteilles M., Guitard G., Raguin E. Sur la présence de gneiss à disthène et cordiérite dans le massif de St Barthélémy. (Pyrénées de L Ariège). - C.R. Acad.Sci., v.258, p.3524-3525, 1964.
- Frosterus B. Bergbyggnaden i sydöstra Finland. - Bull. Comm. Finl. Geol., N 13, 1909.
- Fyfe W.S. Stability of Al_2SiO_5 Polimorphs. - Chem. Geol., v.2, N 1, 1967.
- Gaertner H.R. Gedanken zur Tektonik der Laplandischen Granulite. - Bull. Comm. Geol. Finl., N 204, 1962.
- Ganguly J. Analysis of the Stabilities of Chloritoid and Staurolite and some Equilibria in the System $Fe-Al_2O_3-H_2O-O_2$. Am. J. Sci., v.266, N 4, 1968.
- Greenwood H.J. The Synthesis and Stability of Anthophyllites. - J.Petr., N 3, 1963.
- Guitard G. Associations minérales, subfaciós et types de métamorphisme dans les micaschistes et les gneiss pélitiques du massif du Canidou (Pyrénées Orientales). - Bull. Soc. Geol. France, ser.7, t.VII, N 3, 1965.
- Halferdahl L.B. Chloritoid - its Composition, X-ray and Optical Properties, Stability and Occurrence. - J. Petr., v.2, N 1, 1961.
- Härme M. Structure and Stratigraphy of the Mustio Area, Southern Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., N 166, 1954.
- Häusen A. Geologie des Soanlahti - Gebietes im südlichen Karelian. - Bull. Geol. Comm. Finl., N 90, 1930.
- Hensen B.J., Green D.H. Experimental date on coexisting Cordierite and Garnet under high Grade metamorphic Conitions. - Phys. Earth Planet. Interiors, v.3, p.431-440, 1970.
- Hess P.C. The Metamorphic Paragenesis of Cordierite in Pelitic Rocks. - Contr. Min. Petrol., v.24, N 3, 1969.
- Hietanen G. On the Facies in varies types of Metamorphism. - J.Geol., v.75, N 2, 1967.
- Holdaway M.J. Basic Regional Metamorphis Rocks in Part of the Klanath Mountain, Northern California. - Am.Mineral, v.50, N 7-8, 1965.
- Holdaway M.J. Stability of Epidote. - Trans. Am. Geoph. Union, v.48, N 1, 1967.
- Hoschek G. Untersuchungen zum Stabilitätsbereich Chloritoid und Staurolith. - Contr. Min. Petrol., v.14, N 2, 1967a.
- Hoschek G. Zur unteren Stabilitätsgrenzen von Staurolith. - Naturwiss., Bd.8, Hf.1, 1967b.
- Hsu K.L. Granulites and Mylonites, California. - Univ. Calif.Publ.Geol. Sci., v.30, N 4, 1955.
- Hsu L.C. Selected Phase Relationships in the System $Al-Mn-Fe-Si-O-H$. - J.Petrol., v.9, N 1, 1968.
- Kitahara S., Tektonouchi S., Kennedy G.C. Phase Relations in the System $MgO-SiO_2-H_2O$ at high Temperatures and Pressures. - Am. J. Sci., v. 264, N 3, 1966.
- Kranck E.H. On Folding Movements in the Zone of the Basement. - Geol. Rundschau, Bd. 46, N 2, 1957.
- Lehijarvi M. The Quarzite Area of Tiirismaa. - Extrait Comt. Rend. Soc. Geol. Finl., N XXXIV, 1962.
- Liou J. Zeolite Equilibria in the System $CaAl_2O_3-2SiO_2-H_2O-CO_2$; the Stabilities of Wairakite and Laumontite. - Progr. Geol. Soc. Am. Annual Meet., 1968.
- Liou J. p - T Stabilities of Lomontite, Wairakite, Lawsonite, and Related Minerals in the System $CaAl_2Si_2O_8-SiO_2-H_2O$. - J. Petrol., v.2, N 2, 1971.

- Miyashiro A. Regional Metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki District in the Central Abukuma Plateau. - J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. II, pt.2, 1958.
- Miyashiro A. Evolution of Metamorphic Belts. - J. Petrol., v.2, N 3, 1961.
- Miyashiro A. Abukuma, Ryoke and Sanbagawa Metamorphic Belts. - J. Geol. Soc. Japan, v. 65, 1965.
- Newton R.C. The Thermal Stability of Zoisite. - J. Geol., v.73, N 3, 1965.
- Newton R.C. Some Calc-Silicate Equilibrium Relation. - Am. J. Sci., v.264, N 3, 1966a.
- Newton R.C. Kyanite-Sillimanite Equilibrium at 750°C. - Science, v.151, N 3715, 1966b.
- Newton R.C. Kyanite-Andalusite Equilibrium from 700° to 800°C. - Science, v.153, N 3732, 1966c.
- Newton R.C., Kennedy G.C. Some Equilibrium Reaction in the Join $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$. - J. Geoph. Res., v.68, N 10, 1963.
- Newton R.C., Smith J.V. Investigations concerning the Breakdown of Albite at Depth in the Earth. - J. Geol., v.75, N 5, 1967.
- Niggli F., Niggli C.R. Karten des Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Silimanit). - Eclogae Geol. Helv., Bd.58, N 1, 1966.
- Nitsch K.H. Die Stabilität von Lawsonite. - Naturwiss., Bd. 55, N 8, 1968.
- Nitsch K.H. Stabilitätsbeziehungen von Preinit und Pumpelyithaltigen Paragenesen. - Contr. Mineral. Petrol., v.30, N 3, 1970.
- Nitsch K.H., Winkler H.G.F. Bildungsbedingungen von Epidot und Orthozoisit. - Beitr. Min. Petr., Bd.11, N 5, 1965.
- Palm G.A. Les roches cristallines des Cévennes médianes a hauteur de Largentière. - These. Utrecht, 1957.
- Preston J. The Geology of the Precambrian Rocks of the Kuopio District. - Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A, III, N 40, 1954.
- Ramsay W. Geologus Grunder. Helsingfors, 1909.
- Read H. Metamorphism and Migmatization in the Ythan Valley, Aberdeenshire. - Trans. Edinb. Geol. Soc., v.15, N 3, 1952.
- Richardson S.W. The Stability of the Fe-Staurolite + Quartz. - Ann. Rep. Director Geoph. Lab, Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 66, 1967.
- Richardson S.W. Staurolite Stability in a Part of the System Fe - Al - Si - O - H. - J. Petrol., v. 9, N 3, 1968.
- Richardson S.W., Gilbert M.C., Bell P.M. Experimental Determination of Kyanite-Sillimanite, Kyanite-Andalusite and Andalusite-Sillimanite Equilibria the Aluminium Silicate and Triple Point. - Am. J. Sci., v.269, N 1, 1969
- Rodgers J. The Tectonics of the Appalachians. Wiley-Intersci. New York-London-Sydney-Toronto, 1970.
- Roy R., Osborn E.F. The System $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. - Am. Mineral., v.39, N 11-12, 1954.
- Salli I. The Structure and Stratigraphy of the Ylvieska-Himanka Schist Area, Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., N 211, 1964.
- Schreyer W., Joder H.S. Instability of Anhydrous Mg-Cordierite at High Pressure. - Am. Mineral., v. 49, N 9-10, 1964.
- Schreyer W., Yoder H.S. The System Mg-Cordierite-Water. - Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., Bd. 101, N 2, 1964.
- Schulling R.D. Le dome gnéissique de l'Agout. - Mém. Soc. Geol. France, v.91, N 1, 1960.
- Sederholm J.J. Ladogium redivivum. - Geol. Foren. Förh., Bd. 38, N 1, 1916.
- Simonen A. Stratigraphy and Sedimentation of the Svecofennidic. Early archaic supracrustal Rocks in Southwestern Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., n 160, 1953.
- Simonen A. Plutonic Rocks of the Svecofennides in Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., N 189, 1960a.
- Simonen A. Prequaternary Rocks in Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., N 191, 1960b.
- Strens R.G.J. Stability and Relations of the Al-Fe Epidotes. - Min. Mag., v.35, N 271, 1965.
- Study of Appalachian Geology: Central and Northern. Interscience Publication. New York-London-Sydney-Toronto, 1969.
- Study of Appalachian Geology: Central and Southern. Interscience Publication. New York-London-Sydney-Toronto, 1970.

- Thompson J.B. Jr. The Thermodynamic Basis for the Mineral Facies Concept. - *Am. J. Sci.*, v. 253, N 2, 1955.
- Thompson J.B. Jr. The Graphical Analysis of Mineral Assemblages in Pelitic Schists. - *Am. Mineral.*, v. 42, N 6, 1957.
- Trommsdorf V. Progressive Metamorphose Lieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen, Zwischen Bernina und Simplon. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, Bd. 46, N 2, 1966.
- Tuominen H. The Structure of an Archean Area: Orijarvi, Finland. - *Bull. Comm. Geol. Finl.*, N 177, 1957.
- Väyrynen H. Über die Stratigraphie der karelischen Formationen. - *Bull. Comm. Geol. Finl.*, N 101, 1933.
- Väyrynen H. Über die Mineral paragenesis der Kieserze in den Gebieten von Outokumpu und Pohjarvi. - *Bull. Comm. Geol. Finl.*, N 109, 1935.
- Väyrynen H. *Sümen Kallioperä*. Helsinki, 1954.
- Velde B. Upper Stability of Muscovite, Low-Grade Metamorphism of Micas in Pelitic Rocks. - *Corn. Inst. Wash. Year Book* 63, 1964.
- Velde B. Upper Stability of Muscovite. - *Am. Min.*, v.51, N 5-6, 1966.
- Wegmann C.E. Über die Alpen Tektonik und ihre Anwendung auf das Grungebirge, Finnland. - *Bull. Comm. Geol. Finl.*, N 85, 1929a.
- Wegmann C.E. Beispiele tektonischer Analysen des Grungebirger on Finnland. - *Bull. Comm. Geol. Finl.*, N 85, 1929b.
- Wenk E. Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas Schweiz. - *Mineral. Petrol. Mitt.*, Bd. 42, N 1, 1962.
- Yoder H.S. Almandite Garnet Stability Range. - *Am. Min.*, v.40, p.342, 1955.
- Zwart H.L. Orogenesis and Metamorphic Facies Series in Europe. - *Meed. Dansk. Geol. For.*, Bd. 47, Hf.4, 1967.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Учуж

	Стр.
Введение	3
Глава 1. Принцип фациальных серий	5
§ 1. Принципиальные основы фациальной классификации	6
§ 2. Реакция прогрессивного метаморфизма в породах, богатых кальцием	11
§ 3. Реакция прогрессивного метаморфизма в породах, бедных кальцием	18
§ 4. Фации регионального метаморфизма и фациальные серии	29
Глава 2. Типы метаморфических поясов и их структура	37
§ 1. Типы метаморфических поясов фанерозоя	38
§ 2. Типы метаморфических поясов раннего докембрия	50
Глава 3. Эволюция метаморфических процессов в подвижных областях раннего докембрия и закономерности пространственной локализации фациальных серий	68
§ 1. Балтийский щит	68
§ 2. Юго-восточное обрамление Сибирской платформы	75
Глава 4. Эволюция метаморфизма в подвижных областях, типы метаморфизма	91
§ 1. Региональный метаморфизм и развитие подвижных поясов	91
§ 2. Отражение необратимости тектонического развития в метаморфических процессах	102
§ 3. Проблема типизации метаморфизма	114
Литература	118

Виктор Андреевич Глебовицкий

ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЯХ

*Утверждено к печати
Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР*

Редактор издательства *Т. П. Жукова*
Технический редактор *В. А. Зябликова*
Корректор *Н. З. Петрова*

Сдано в производство и подписано к печати 4/1 1973 г. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Печ. л. 8 = 11,20 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 13,97. Изд. № 5276. Тип. зак. № 74. М-07011. Тираж 1100. Бумага № 1.
Цена 1 р. 40 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука». 199164, Ленинград, Менделеевская лин., д. 1

1-я тип. издательства «Наука». 199034, Ленинград, 9 линия, д. 12

1 р. 40 к.

746



ИЗДАТЕЛЬСТВО

«НАУКА»

ЛЕНИНГРАДСКОЕ

ОТДЕЛЕНИЕ