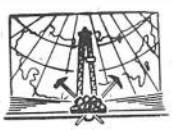
ФАЦИИ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ

Под научной редакцией
акад. В. С. СОБОЛЕВА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва 1974

УДК 551.251

Фации регионального метаморфизма высоких давлений. Под научной редакцией акад. В. С. Соболева. М., «Недра», 1974. 328 с. Авт.: Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, В. В. Хлестов.

Книга является заключительной из серии монографий о фациях контактового и регионального метаморфизма. Она содержит минералогическую и физико-химическую характеристику фаций высокого давления в земной коре, а также подробный обзор дистен-силлиманитовых комплексов, глаукофан-сланцевых поясов, эклогитов в земной коре по территории СССР и всего мира. Рассмотрен вещественный состав и фации верхней мантии, включая фацию алмазоносных перидотитов и эклогитов, на основании изучения ксенолитов глубинных пород. Изложены общие теоретические проблемы. Предлагается оригинальная классификация типов регионального метаморфизма и метаморфических формаций, критически проанализированы вероятные факторы и модели регионального метаморфизма, проблема выплавления и перемещения магматических масс в земной коре и мантии, формулируется проблема связи полезных ископаемых с конкретными метаморфическими формациями. Книга рассчитана на широкий круг минералогов и петрографов, на геологов, интересующихся проблемами метаморфизма и верхней мантии.

Таблиц 31, иллюстраций 70, список литературы — 834 назв.

Авторы: *Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, В. В. Хлестов.*

АН СССР
Институт геологии и геофизики
64152

Ф 0293—82 / 043(01)—74 91—74

© *Издательство «Недра», 1974*

НИКОЛАЙ ЛЕОНТЬЕВИЧ ДОБРЕЦОВ, ВЛАДИМИР СТЕПАНОВИЧ СОБОЛЕВ,
НИКОЛАЙ ВЛАДИМИРОВИЧ СОБОЛЕВ, ВЛАДИМИР ВАСИЛЬЕВИЧ ХЛЕСТОВ

ФАЦИИ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ

Редактор издательства **Л. В. Власова**
Художник **А. Д. Смеляков**
Техн. редактор **Л. В. Дунаева**
Корректор **Г. А. Меркулова**

Сдано в набор 6/VII 1973 г. Подписано в печать 6/II 1974 г. Т-01372 Формат 70×108¹/₁₆ Бумага № 1
Печ. л. 20,5 Усл. п. л. 28,70 Уч.-изд. л. 29,9 Тираж 2000 экз. Заказ № 403/2823-1 Цена 3 р. 39 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Московская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Данной работой заканчивается серия монографий о метаморфических фациях. При изложении фактического материала по фациям земной коры соблюден в общем тот же принцип, что и в предыдущих работах, т. е. описание идет от высокотемпературной фации к низкотемпературной, с одним, однако, исключением. В связи с особым положением эклогитов в земной коре соответствующая глава завершает описание фаций.

В отдельной главе приведены материалы по фациям мантии, на которые сейчас обращают так много внимания.

В данной монографии еще в большей степени, чем в предыдущих, использованы материалы собственных исследований авторов, так как именно проблема фаций высоких давлений — центральная проблема исследований нашего коллектива. В. В. Хлестов проводил петрографические исследования дистеновых сланцев и гнейсов на Алтае, в Восточном Саяне, Прибайкалье и на Патомском нагорье. Н. Л. Добрецов занимался изучением глаукофановых сланцев на всей территории СССР, а также их проявлений в Японии. Н. В. Соболев и Н. Л. Добрецов исследовали эклогиты Кокчетавского массива, Макбала, Актюза (Сев. Тянь-Шань), Южного и Среднего Урала, Н. В. Соболев изучал эклогиты и гранатовые перидотиты Чехословакии, ГДР и отдельные обнажения Калифорнии. В. С. Соболев посетил месторождения эклогитов в Польше и Норвегии.

Ксенолиты в кимберлитах и включения в алмазах из месторождений Якутии в течение многих лет исследовались Н. В. Соболевым и В. С. Соболевым. Частично Н. В. Соболев изучал также материал включений в алмазах Урала и алмазоносные эклогиты Ю. Африки. Н. В. Соболев исследовал гранатсодержащие ксенолиты в базальтоидах и кимберлитоподобных породах из ряда мест земного шара (Гавайские острова, США, шт. Аризона).

Именно нашим коллективом были проанализированы минералы из первых ксенолитов алмазоносного эклогита; образцы этих ксенолитов хранятся в Лондонском и Фрейбергском музеях.

Поскольку данная работа является заключительной, в двух последних главах рассмотрены некоторые общие проблемы. Однако здесь многие вопросы еще дискуссионны и даются с целью возбудить интерес к дальнейшим исследованиям.

Авторы выражают сердечную благодарность членам нашего коллектива, с которыми мы проводили некоторые совместные исследования и обсуждали отдельные проблемы — Т. Ю. Базаровой, И. Т. Бакуменко, Ю. А. Долгову, К. Б. Кепежинскасу, Е. А. Костюк, Г. Г. Лепезину, Л. Г. Пономаревой, Е. Н. Ушаковой, а также Н. А. Черновой, И. В. Пруговой и О. С. Пукинской, оказавшим большую помощь в подготовке рукописи.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ НАЗВАНИЙ МИНЕРАЛОВ

А — общее обозначение андалузита, силлиманита и дистена
Аб, Альб — альбит
Акт — актинолит
Акт — рог — актинолитовая роговая обманка
Альм — альмандин
Амф — амфибол
Ан — анортит
Анд — андалузит
Андр — андрадит
Ант, Антоф — антофиллит
Ап — апатит
$Би_{20}$ — биотит с железистостью 20%
Гем — гематит
Гип — гиперстен
Гл — глаукофан
$Гр_{80}$ — гранат с железистостью 80%
$Гр_{70/10}$ — гранат с железистостью 70% при 10% Са-комп
Грос — гроссуляр
Грф — графит
Грюн — грюнерит
Ди — диопсид
Дист, Дис — дистен
Дол — доломит
Жд — жадеит
Жедр — жедрит
Ильм, Ил — ильменит
Ка — кальцит
Карб — карбонат
Кв — кварц
Клнц, Клц — клиноцоизит
Кор — корунд
Корд — кордиерит
Кпш — калиевый полевой шпат
Кум — куммингтонит
Лав, Лавс — лавсонит
Микр — микроклин
Мп — моноклинный пироксен
Мт — магнетит
Му, Муск — мусковит
Мт — магнетит
Олив, Ол — оливин
Олиг — олигоклаз
Омф — омфацит
Орт — ортоклаз
Пир — пироп
$Пл_{30}$ — плагиоклаз № 30
Прт — пирит
Пироф. Прф. — пирофиллит
Пу, Пум — пумпеллиит
Пьем — пьемонтит
Ро, Рог — роговая обманка
Рп — ромбический пироксен
Ру, Рт — рутил
Сапф — сапфирин
Сер — серицит
Серп — серпентин
Сил — силлиманит
Скап — скаполит
Сл — слюда
Спес — спессартин
Ст, Ставр — ставролит
Стильп — стильпномелан
Сф — сфен
Та, Тлк — тальк
Тр, Трем — тремолит
Турм — турмалин
Фа — фаялит
Флог, Фл — флогопит
Фор, Фо — форстерит
Хл — хлорит
Хлм — хлоромеланит
Хрд, Хд — хлоритоид
Цоиз, Цо — цоизит
Шп — шпинель
Эг — эгирин
Эг — жд — эгирин — жадеит
Эн — энстатит
Эп — эпидот
Са-комп — кальциевый компонент граната

ГЛАВА I

ФАЦИИ ДИСТЕНОВЫХ СЛАНЦЕВ И ГНЕЙСОВ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ХАРАКТЕРИСТИКИ ФАЦИЙ

§ 1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ И ОБЪЕМ ФАЦИЙ

В прежних фациальных схемах (Eskola, 1920, 1939; Ramberg, 1952; Тернер, 1951 и др.) андалузит- и дистенсодержащие метаморфические толщи не классифицировались как самостоятельные фации регионального метаморфизма[1], хотя значение дистена как индикатора *PT*-условий минералообразования (и в первую очередь давлений) неоднократно подчеркивалось (Соболев, 1960, 1961; Fyfe et al., 1959). Дистен в качестве диагностического признака в схеме Ф. Тернера и др. (1961) использовался лишь для отдельных дробных подразделений (субфаций) в фации альмандиновых амфиболитов. Характерно, что эти подразделения отражали только различия температур метаморфизма, не акцентируя внимания на колебаниях давления.

Такое положение вещей объяснялось двумя основными причинами. Во-первых, долгое время явно недооценивалась роль андалузита в регионально метаморфизованных толщах. По традиции андалузит относили к минералам, типичным только для контактового метаморфизма. Поэтому часто не обращали внимания на тот факт, что среди регионально метаморфизованных комплексов средних ступеней имеются как дистен-, так и андалузитсодержащие, самостоятельную роль которых наиболее логично связывать с различным давлением. По мере накопления новых данных по метаморфизму выясняется, что число примеров проявлений андалузита при региональном метаморфизме соизмеримо со степенью распространенности дистена (Добрецов и др., 1972). Это свидетельствует о целесообразности выделения двух соответствующих фаций.

Во-вторых, весьма живучими оказались ранние представления Бекке—Грубенмана о том, что и давление, и температура регионального метаморфизма — прямые функции глубинности (Добрецов и др., 1970). Идеи о взаимосвязанных изменениях температур и давлений отражены также в первом варианте схемы метаморфических фаций П. Эскола (Eskola, 1920) и в более поздней работе А. Харкера (Harker, 1939). В последующие годы П. Эскола пересмотрел схему фаций и наметил деление *PT*-области регионального метаморфизма по независимым шкалам температур и давлений (Eskola, 1939). Однако этот принцип, как и идея петрогенетической решетки (Bowen, 1940), долгое

[1] Т. Барт (Barth, 1936) в одной из ранних работ предлагал выделить фацию дистеновых сланцев как определенную температурную ступень.

время не получали практического воплощения. В крупнейших сводках по метаморфизму (Тернер, 1951; Fyfe et al., 1959; Ramberg, 1952) вопрос о масштабах и возможных причинах колебаний давления для толщ, сопоставимых по температурам метаморфизма, обсуждался сравнительно мало.

В советской геологической литературе этой проблеме большое внимание уделено в работах В. С. Соболева (1947, 1949, 1951, 1955, 1957, 1960, 1961, 1964). Ряд ее аспектов рассматривался Д. С. Коржинским (1940) и А. А. Маракушевым (1965). За рубежом интерес к этой проблеме значительно возрос после исследований А. Мияширо (Miyashiro, 1961). В последующие годы все сводки и обзоры по метаморфизму, а также многие конкретные исследования (Hietanen, 1967; и др.) так или иначе затрагивают данный вопрос. Сейчас очевиден тот факт, что при региональном метаморфизме возможны значительные колебания величин давления независимо от температуры, хотя разные авторы ищут различные объяснения этому.

Поэтому детализация схемы фаций регионального метаморфизма по давлению сейчас стала совершенно необходимой.

А. Мияширо (Miyashiro, 1960) по существу использовал формационный принцип. Дистен- и андалузит-силлиманитовый типы метаморфизма выделяются по наличию того или иного критического минерала (дистен или андалузит) в одной или нескольких зонах соответствующего метаморфического комплекса, но совсем не обязательно их одновременное присутствие в остальных зонах. Такой выбор диагностического признака вполне пригоден для сравнения или противопоставления метаморфических комплексов в целом (как геологических формаций). Но остается открытым вопрос о сходстве или различии *PT*-условий образования тех зон, где отсутствуют критические минералы. Неизвестно, например, различны ли условия метаморфизма пород силлиманитовых зон (без дистена или андалузита) в комплексах дистен-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типов. Сейчас нет сколько-нибудь основательных доводов против того, что *PT*-кривые, отвечающие прогрессивным последовательностям в различных типах метаморфизма, могут пересекаться.

Фациальный принцип предполагает сравнения и противопоставления условий образования только на основании собственных признаков соответствующих участков метаморфических толщ (в пределах которых неоднородность условий метаморфизма не удается зафиксировать). В используемой схеме фаций (Соболев, 1964; Добрецов и др., 1965, 1966, 1970) мы стремимся полностью выдержать данный принцип. Поэтому силлиманитсодержащие толщи без дистена независимо от того, к какому типу метаморфизма они тяготеют, классифицируются во всех случаях как фации умеренных давлений (в соответствии с температурными признаками — как фации андалузит-силлиманит-мусковитовых сланцев, силлиманит-биотитовых гнейсов или гранулитов). Фации повышенных давлений — дистен-сланцевая и дистен-гнейсовая характеризуют ту *PT*-область регионального метаморфизма, в которой устойчив дистен. К ним относятся и все те случаи, когда дистен отмечается вместе с силлиманитом и андалузитом, хотя вполне естественно предположить, что указанные примеры отвечают минимальным для данных фаций значениям *P*, по величине переходным к фациям умеренных давлений.

Граница между двумя дистеновыми фациями, как и в случае фаций умеренных давлений, определяется минеральным равновесием Муск + Кв = Дис + Кпш + вода[1]. Очень близкое положение занимает

[1] Практически к фации дистеновых гнейсов следует относить все толщи, включающие ассоциацию Дис+Кпш, независимо от возможного присутствия мусковита в тех же породах.

также верхний температурный предел устойчивости ставролита в породах с кварцем. Менее определенны пока их границы с другими фациями повышенных давлений — эклогитовой и жадеит-лавсонит-глаукофановой. Это связано в первую очередь с тем, что дистеновые фации проявляются в толщах существенно метапелитового состава, тогда как глаукофановые сланцы тяготеют к метабазитовым или метабазит-метаграувакковым толщам. Типичные эклогиты также развиваются в телах метабазитового состава, причем для них часто трудно надежно обосновать тождественность *PT*-условий образования с вмещающими породами.

По-видимому, наиболее точно границе дистен-сланцевой и жадеит-лавсонит-глаукофановой фаций отвечает *PT*-кривая разложения пирофиллита: Пироф = Дис + Кв + вода. Близкое положение занимает нижний температурный предел устойчивости альмандинового граната в метапелитах, хотя эта граница несколько расплывчата из-за больших колебаний содержания спессартина в гранате. Те же границы определяют *PT*-соотношения между фацией дистеновых сланцев и зеленосланцевой фацией при пониженных давлениях (вне поля устойчивости жадеита; Добрецов и др., 1970). При наиболее высоких давлениях (около 13—15 *кбар*) границы дистен-сланцевой и жадеит-лавсонит-глаукофановой фаций фиксируются по верхнему температурному пределу устойчивости лавсонита.

Таким образом, к дистен-сланцевой фации относятся все толщи, включающие дистен-мусковитовые (без Кпш) или дистен-ставролитовые разновидности метапелитов. Нижняя температурная граница фаций дистеновых сланцев близка к «олигоклазовой изограде» в метабазитах, т. е. к нижнему пределу устойчивости олигоклаза в ассоциации с кальциевым амфиболом (+ Би + Кв + Мт или Гем). В карбонатных породах соответствующую границу пока назвать трудно. Мраморы, пространственно ассоциирующие с дистеновыми сланцами, нередко включают парагенезис Дол + Кв (Бельков, 1961), что отличает данную фацию от аналогичных температурных ступеней в условиях более низких давлений. Вероятно, ближе всего границе фации отвечает верхний температурный предел устойчивости хлорита в кварцсодержащих карбонатных породах, хотя он несколько расплывчат из-за переменного состава хлорита. Все хлоритсодержащие мраморы и кальцифиры с довольно высокой степенью надежности можно относить к более низкотемпературным фациям.

Верхняя температурная граница дистен-сланцевой фации по метабазитам также пока нуждается в уточнении. Несомненно, что нижний предел устойчивости моноклинного пироксена характеризует более низкие температуры. Имеется немало его находок в породах такого типа, ассоциирующих с дистеновыми сланцами. Недостаточно ясно, каков температурный интервал существования эпидотсодержащих метабазитов при соответствующих давлениях. Вероятно, ближе всего к мусковит-калишпатовому равновесию располагается нижний температурный предел устойчивости эклогитоподобных пород (Гр + Мп + + Пл), хотя и это требует проверки.

Еще менее надежно разделение дистен-сланцевой и дистен-гнейсовой фаций по мраморам. По-видимому, ближе всего их границе отвечает верхний предел устойчивости эпидота в карбонатных породах. При более высокотемпературных условиях он должен вытесняться парагенезисом Ка + Пл, но здесь возможны колебания температуры из-за различий в доле углекислоты и воды во флюиде.

Верхняя температурная граница фации дистеновых гнейсов, отделяющая ее от *PT*-поля типичных эклогитов, определяется верхним пределом существования обычных роговых обманок. Вопрос о ее аналогах в различных типах пород пока совершенно не разработан.

§ 2. МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ДИСТЕНОВЫХ ФАЦИЙ

МИНЕРАЛЫ

Набор минералов, встречающихся в фации дистеновых гнейсов, весьма сходен с комплексом минералов, характерных для фации биотит-силлиманитовых гнейсов («амфиболитовой» фации; Добрецов и др., 1972). Принципиальное отличие — появление дистена вместо силлиманита (или часто наряду с силлиманитом).

В отношении распространенности других минералов существенно отметить, что куммингтонит и особенно кордиерит для пород дистен-гнейсовой фации являются относительно редкими (во всяком случае, гораздо менее характерными по сравнению с фацией биотит-силлиманитовых гнейсов). Характерно здесь также появление рутила не только в метапелитах, но и среди метабазитов. Эти факты, несомненно, отражают различные величины давлений при метаморфизме.

Ниже приводится список минералов фации дистеновых гнейсов по главнейшим типам пород. Порядок перечисления минералов отвечает последовательному убыванию средней их распространенности в соответствующих породах.

Для метапелитов (включая кварциты): Кв, Би, Пл, Кпш, Гр, Дис, Сил — основные породообразующие минералы: Корд, Му (вероятно, частично вторичный), Шп, Гип, Ро, корунд, сапфирин — редкие породообразующие минералы; Мт, Ил, Рт, Ап, Гр, Турм, пирит, пирротин, халькопирит — акцессорные минералы.

Для метабазитов: Ро, Пл, Гр, Мп, Рп, Кв — основные породообразующие минералы; Би, Скап, Ол, Дис, Кпш, Кум, Сил, Эп, Шп — редкие минералы; Мт, Ап, Рт, Сф, Ил, сульфиды — акцессорные минералы.

Для мраморов и кальцифиров: Ка, Ро, Мп, Дол, Пл, Кв, Би, (+ Флог), Скап, Ол — основные породообразующие минералы; Кпш, магнезит, анкерит, волластонит, гранат, брейнерит, Шп, сидерит, лазурит, Рп, ромбический амфибол, хондродит, везувиан, грюнерит, родонит — редкие минералы; Мт, Сф, Ап, Рт, Ил, сульфиды, Гем — акцессорные минералы.

Широко развитые гранито-гнейсы и мигматиты по набору минералов отвечают либо метапелитам, либо метабазитам. Более редкие специфические жедриты (с ромбическим амфиболом, Гр, Ро, Дис) представляют собой, по-видимому, метасоматиты, образующиеся на контакте метапелитов и метабазитов.

В фации дистеновых сланцев набор минералов очень близок набору минералов фации андалузит- и силлиманит-мусковитовых сланцев («эпидот-амфиболитовой»; Добрецов и др., 1972). Эти фации по температуре среди фаций умеренных давлений являются аналогами. Принципиальное отличие состоит лишь в появлении дистена вместо андалузита, в отдельных случаях они присутствуют вместе. Иногда появляется глаукофан (при особо высоких давлениях — в «глаукофан-альмандиновой субфации»). По сравнению с фацией эпидотовых амфиболитов частота встречаемости кордиерита в дистен-сланцевой фации резко снижена. Гранат, напротив, здесь более распространен, причем как в метапелитах, так и среди амфиболитов метабазитового типа. На низкотемпературных ступенях фации дистеновых сланцев, по сравнению с фацией эпидотовых амфиболитов заметно чаще наблюдается хлоритоид, а также увеличивается распространенность ряда карбонатов (доломит, сидерит, анкерит, магнезит) и иногда появляется ангидрит, хотя на этот счет данные неполные. Приводим перечень минералов для всех важнейших типов пород дистен-сланцевой фации (в порядке убывания средней частоты встречаемости минералов).

Для метапелитов (включая кварциты): Кв, Би, Му, Гр, Пл, Ставр, Дис, Сил, Хл, Анд, Хрд, Эп, Ро, парагонит, Жедр, Кпш (в породах без Дис), Корд, корунд, Прф — породообразующие минералы; Мт, Грф, Турм, Ап, Рт, Ил, Гем, сульфиды, Карб, Сф, лазулит — акцессорные минералы.

Для метабазитов: Ро, Пл, Гр, Эп (+ Цо), Би, Кв, Скап, Хл, Мп, Дис, Карб, Му, Кпш, Кум, Ол (?) натровый амфибол — породообразующие минералы; Мт, Ап, Рт, Сф, Ил, сульфиды — акцессорные минералы.

Для мраморов и кальцифиров: Ка, Ро (+ Акт), Дол, Пл, Кв, Эп (+ Цо), Би (+Фл), Кпш, Мп, Гр, Ол (высокотемпературные ступени фации), анкерит, брейнерит, сидерит, волластонит, ангидрит — породообразующие минералы; Сф, Мт, Ап, сульфиды, Гем, Рт — акцессорные минералы.

Сопоставляя фации дистеновых гнейсов и сланцев, кроме определяющего «граничного» признака (присутствие или отсутствие Дис + + Кпш), можно указать и ряд эмпирических отличий. Так, ромбический пироксен встречен среди метабазитов только в связи с дистеновыми гнейсами. Напротив, ставролит, а также хлоритоид и андалузит невозможны для метапелитов в условиях фации дистеновых гнейсов. То же, по-видимому, относится и к эпидоту в мраморах.

В отношении мусковита картина не совсем отчетлива. Его появление среди дистеновых гнейсов (с Дис + Кпш + Кв) может быть связано либо с регрессивными явлениями, либо с существованием определенного температурного интервала для превращения Му + Кв $\rightleftharpoons$ $\rightleftharpoons$ Дис + Кпш за счет примеси Na в слюде. Роль того или другого фактора в конкретных случаях оценить трудно. Мы считаем, что к дистеновым гнейсам относятся все калишпат-дистеновые ассоциации, независимо от того, присутствует мусковит или его нет.

Отметим характерные черты важнейших минералов переменного состава, встречающихся в дистеновых фациях.

Гранат представлен в них почти исключительно пиральспитовыми разновидностями. Кальциевые гранаты (близкие к гроссуляру) описаны лишь в немногих карбонатных породах (с Ди, Пл, Ка, Кв), отвечающих самым высокотемпературным ступеням фации дистеновых сланцев и смежным *PT*-областям дистен-гнейсовой фации. В гранатах некоторых метабазитов (с Амф, Цо, Скап, но без Кв) содержание Са-компонента доходит до 40% (35% Грос и 5% Андр) (Великославинский, 1966). Более обычны в таких породах гранаты с 15—25% Са-компонента. Гранаты из метапелитов часто включают 2—7%, редко 11—13% гроссуляра (+очень малую примесь андрадита). Иногда в них заметно некоторое повышение содержания CaO по сравнению с аналогичными гранатами из фаций умеренных давлений.

Спессартиновая составляющая в большинстве гранатов дистеновых фаций не превышает 8—10% (около 4 вес. % MnO). Это в равной мере относится к метабазитам и метапелитам. В ряде случаев обогащение марганцем (до 20—30% и изредка до 50% спессартина) наблюдается у гранатов из метапелитов самых низкотемпературных ступеней дистен-сланцевой фации в условиях, переходных к зеленым сланцам (Васильева, 1966; Albee et al., 1965; Добрецов и др., 1972). Собственно спессартины (20 вес. % MnO и более) встречены только среди редких специфических марганцовистых метаседиментов — «гондитов» — в ассоциации с родонитом, пьемонтитом, браунитом, тиродитом и другими марганцовыми минералами. Обогащение марганцем (в среднем около 26% спессартина) характерно также для гранатов мусковитовых пегматитов (Н. Соболев, 1964).

Железистость гранатов дистеновых фаций колеблется в широких пределах. Например, в метапелитах дистен-гнейсовой фации

(«гранулитов») Чешского массива содержание пиропа в гранате колеблется от 11 до 33%, а альмандина — от 56 до 78% (Matejovska, 1967, 1970), что соответствует интервалу железистости 60—88%. Весьма маложелезистые гранаты ($f=54\%$) отмечены в глиноземистых породах (с Дис, Сил, Жедр), отвечающих наиболее высокотемпературным ступеням дистеновых сланцев. Однако это редкая находка. Для среднетемпературных метапелитов (со Ставр, Дист, Муск) более обычны гранаты с $f=70$—85%, иногда она поднимается до 95—96% (как правило, на самых низкотемпературных ступенях фации).

Метабазиты дистен-гнейсовой фации содержат гранаты с железистостью преимущественно от 65 до 95% ($N=1{,}775$—$1{,}805$), но встречаются и более магнезиальные разности с $f\approx 45$—50% ($N=1{,}756$), например в друзитах Беломорья (Лебедев, 1959).

Среди амфиболитов среднетемпературных ступеней гранаты с $f<75$—77% ($N=1{,}785$) не отмечены, в то же время .ее верхний предел примерно тот же, что в условиях дистен-гнейсовой фации. Более магнезиальные гранаты ($N=1{,}770$—$1{,}775$) встречены среди специфических антофиллит-актинолитовых метасоматитов (Лебедев, 1955). В гранатах амфиболовых пород заметна положительная корреляция между железистостью и содержанием кальциевого компонента.

Очень часто зерна граната имеют неоднородный состав, как правило, выраженный концентрической зональностью. Более четко она заметна на низко- и среднетемпературных ступенях дистен-сланцевой фации. Это преимущественно зональность, отражающая прогрессивный этап метаморфизма: внешние зоны беднее марганцем и железом, чем ядро. Иногда проявляется (хотя и в меньших масштабах) обратная зональность, фиксирующая регрессивный этап. Это более характерно для высокотемпературных ступеней.

Ставролит свойствен лишь дистеновым сланцам и почти исключительно породам метапелитового состава. Колебания его железистости укладываются в основном в интервале 70—85%, но на низкотемпературных ступенях отмечаются и более железистые разности ($f=95\%$).

Обогащенные магнием ставролиты (с $f\approx 60$—65%, $Np=1{,}735$ и ниже) встречаются только в редких парагенезисах с роговой обманкой, имеющих, по-видимому, метасоматическое происхождение. Примечательно, что даже в ассоциации с высокомарганцовистыми гранатами (до 11 вес. % MnO) ставролит содержит лишь небольшое количество марганца (<1 вес. % MnO).

Хлоритоид присутствует только среди метапелитов низкотемпературных ступеней дистен-сланцевой фации. Практически во всех случаях его железистость находится в пределах 70—95%.

Минералы группы эпидота представлены в дистеновых фациях чаще всего рядом клиноцоизит — эпидот. Однако часто встречается и цоизит, тяготеющий к более высокотемпературным ступеням. Пьемонтит отмечается главным образом среди обогащенных марганцем пород, но на самых низкотемпературных ступенях он распространен значительно шире. Ортит возможен как акцессорный минерал, хотя находки его сравнительно редки. Эпидот и цоизит встречаются преимущественно в породах метабазитового типа, в несколько меньшей степени — в мраморах и кальцифирах (дистен-сланцевая фация), но нередко также и в метапелитах, хотя здесь их количественная роль незначительна. Интервал колебания железистости в ряду клиноцоизит — эпидот от 0 и, по крайней мере, до 30%.

Ромбический пироксен характерен только для фации дистеновых гнейсов, где он встречается главным образом в типичных метабазитах и близких к ним породах (с Мп, Амф, Пл, Гр, Кв). Колебания его железистости от 7—9 до 30—33%. Находки гиперстена в гнейсах (с

Гр, Кпш) менее распространены, но не редки. Специальных исследований для этой фации пока очень мало, но имеются данные о том, что содержание глинозема в таких гиперстенах доходит до 5 вес. %. В насыщенных глиноземом пироксенах (из ассоциации Рп + Сил + + Корд + Кв) оно поднимается до 8,3% (Chinner, Sweetman, 1968). Практически чистый энстатит описан в ассоциации с кварцем в магнезиальных скарнах, связанных с дистеновыми гнейсами, на юго-западном Памире (Зотов, 1966). Отмечены редкие находки гиперстена средней железистости (30—35%) среди богатых глиноземом пород: с Дис, Сил, Сапф, Кор — в высокотемпературных гнейсах Центрального Лабрадора и с Корд — в Кокчетавском массиве (Розен, 1966). Специфическая особенность дистен-гнейсовой фации — появление гиперстена в некоторых карбонатных породах (Лебедев, 1955; Butler, 1969).

Среди ортопироксенов дистен-гнейсовой фации указываются разновидности с прямым и косым погасанием (до 8—11°). В последних нередко можно наблюдать и структуры распада твердых растворов. Это — ортопироксены некоторых друзитов; не исключено, что они представляют собой реликты зерен, кристаллизовавшихся в более высокотемпературных условиях.

Моноклинный пироксен — широко распространенный минерал в метабазитах и мраморах фации дистеновых гнейсов и на высокотемпературных ступенях дистен-сланцевой фации. Представлен в основном в интервале умеренной железистости (10—30%).

Амфиболы очень широко развиты среди метабазитов дистеновых фаций, характерны также для карбонатных пород и некоторых специфических кальциево-глиноземистых метасоматитов (со Ставр, Дис).

Роговые обманки безусловно преобладают среди амфиболов. Состав их изменяется в широких пределах: железистость — от 20 до 70% (*Ng* от 1,665 до 1,690), содержание глинозема (в роговых обманках метабазитов) — от 10 до 21 вес. % (1,4—3,4 Al в пересчете на 24 иона O^{-2}). Эти цифры несколько выше, чем для аналогичных амфиболов фаций умеренных давлений — эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой (Костюк, 1970). Наиболее глиноземистые роговые обманки относятся к породам, включающим дистен. Окраска роговых обманок практически всегда зеленая или синевато-зеленая. Собственно актинолиты и тремолиты встречаются в дистеновых фациях только среди карбонатных пород. Их появление в этом случае, по-видимому, целиком обусловлено бедностью материнских пород глиноземом, поскольку в аналогичных условиях эпидотсодержащие мраморы нередко включают и более глиноземистые роговые обманки (до 1,9—2,1 Al на 24 иона O^{-2}; Carmichael, 1969, 1970).

Куммингтонит в дистеновых фациях редок. Он отмечается в некоторых метасоматитах специфического состава. Грюнерит и марганцовый куммингтонит появляются в железистых формациях.

Ромбический амфибол более распространен. Нередко встречаются существенно жедритовые породы — жедриты (с Ро + Дис, Гр, Би, Кв), тяготеющие к высокотемпературным ступеням фации дистеновых сланцев и к дистеновым гнейсам. Такие породы характерны для толщ с частым чередованием метапелитов и метабазитов, и, по-видимому, возникают за счет метасоматического взаимодействия этих двух групп пород.

Антофиллит встречается в измененных гипербазитах и иногда в карбонатных породах (с Акт, Фл, Шп), что здесь является совершенно специфическим, присущим только дистеновым фациям.

Биотит характерен для всех типов пород. Его железистость очень варьирует. Почти чистые флогопиты (*Nm*=1,585—1,587) встречаются в доломитовых мраморах. В метапелитах описаны биотиты с железистостью до 60% и более.

В биотитах фации дистеновых сланцев содержание TiO_2 редко превышает 2 вес. %. В дистеновых гнейсах («гранулитах») оно повышается до 3,5% и более. Изменения состава биотитов в зависимости от колебаний температур метаморфизма в дистеновых фациях те же, что и при умеренных давлениях (Добрецов и др., 1970; Ушакова, 1971). Влияние давления изучено в меньшей степени, но некоторые характеристики состава биотитов могут служить для диагностики дистеновых фаций в случае «немых» в этом отношении толщ (не содержащих ни Дис, ни Анд).

Мусковит присутствует в основном в породах метапелитового типа, но в меньших количествах отмечается также в мраморах и метабазитах. Его состав изменяется как в отношении $\frac{Fe+Mg}{Al}$, так и по примеси натрового компонента. При этом в указанных породах уменьшение содержания Fe и Mg, как правило, сопровождается увеличением количества Na. Суммарное содержание $FeO+Fe_2O_3+MgO$ для мусковитов дистен-сланцевой фации колеблется в пределах 1—7% (в низкотемпературных зонах — без Дис, и Ставр для тех же метаморфических комплексов оно поднимается иногда до 10—12 вес. %). Содержание Na_2O меняется от 0,2—0,4 до 1,5—1,8 вес. %. Иногда указываются даже цифры до 3,5% (Бельков, 1963), но такие случаи требуют специальной проверки.

Кордиерит в дистеновых фациях представлен только магнезиальными разновидностями с железистостью 15% и меньше.

Плагиоклаз в дистеновых фациях известен во всех интервалах основности — от альбита до анортита. В дистеновых гнейсах часты случаи пертитов распада, что указывает на возможность вхождения существенных количеств калишпатового компонента. Отдельные определения для плагиоклаза № 34 (в ассоциации с Кпш, Му) из фации дистеновых сланцев зафиксировали примесь К компонента до 4% (Skinner, 1958). Ассоциирующий с этим плагиоклазом микроклин содержал 9,4% альбита и 0,6% анортита.

Калиевый полевой шпат в дистеновых фациях встречается как в виде ортоклаза, так и в виде микроклина. В дистеновых гнейсах в нем также нередки структуры распада (антипертиты).

Карбонаты представлены здесь чаще всего кальцитом или доломитом. Магнезитовые мраморы сравнительно редки. Магнезит как составная часть некоторых метасоматических кальцифиров также встречается не очень часто. Сидерит тяготеет преимущественно к низкотемпературным ступеням, но указывается и для образований дистен-гнейсовой фации (с Рп).

Анкерит и брейнерит описаны во многих случаях. Известны специфические карбонаты с соотношением Mg : Fe : Ca около 9 : 1 : 1 (Лебедев, 1955). Концентрация $MgCO_3$ в кальцитах, ассоциирующих с доломитом, колеблется от 1 до 6% (Sheppard, Schwarz, 1970).

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

В метапелитах фации дистеновых сланцев основные породообразующие минералы (Кв, Би, Муск, Гр, Пл, Дис, Хрд, Хл, Эп) встречаются практически во всех возможных комбинациях по 4—6 (реже 7) фаз. При этом наименее распространены породы, включающие ассоциации Хрд + Би + Дис. Они известны лишь в одном районе — в Макбальском брахиантиклинории (Тянь-Шань). Редки и другие парагенезисы, включающие пару Хрд + Би[1]. В основном они отмечаются в ди-

[1] Эта ассоциация вообще неизвестна в комплексах андалузит-силлиманитового типа.

стенсодержащих комплексах, пространственно ассоциирующих с глаукофановыми сланцами (например, в Центральных Альпах, на п-ове Бретань, в Западных Карпатах). Весьма редка также ассоциация Гр + Дис + Хл. Это особенно примечательно, поскольку при умеренных давлениях (в фации эпидотовых амфиболитов) аналогичный парагенезис Гр + Анд + Хл распространен довольно широко.

Силлиманит и андалузит нередко появляются как дополнительные фазы в парагенезисах метапелитов фации дистеновых сланцев в *PT*-условиях, переходных к эпидот-амфиболитовой фации. При этом, несомненно, силлиманит тяготеет к более высокотемпературным ступеням. Нет достоверных описаний его находок в хлоритоидсодержащих породах. Парагенезис Сил + Хл также сравнительно редок чего нельзя сказать о паре Анд + Хл. Кордиерит в данной фации практически никогда не ассоциирует с гранатом или ставролитом, что является весьма существенным отличием от фации эпидотовых амфиболитов. Единичные находки парагенезиса Гр + Корд + Дис относятся к «переходным» случаям, когда в породах одновременно появляется андалузит (например, в музкольском комплексе Памира).

Титановые минералы в типичных метапелитах могут быть представлены как рутилом, так и ильменитом или сфеном, а нередко двумя из них или даже тремя. Сравнительно большая распространенность сфена в метапелитах также специфична для дистен-сланцевой фации.

Среди обогащенных кальцием высокоглиноземистых пород (как и среди некоторых амфиболитов) нередок парагенезис Дис (±Сил) + + Ро. Он известен в целом ряде мест.

Ассоциация Ставр с Ро (± Дис и Гр) встречается реже, но отмечена неоднократно и в разных районах (Бондаренко, 1966; Лобач-Жученко, 1960; Пинаева, 1970; Ушакова, 1966). Появление жедрита в дистен- и силлиманитсодержащих породах здесь довольно обычно, хотя эти породы, как правило, не играют заметной роли в общих разрезах толщ. Сравнительно бóльшая распространенность амфиболов в высокоглиноземистых образованиях отличает дистен-сланцевую фацию от эпидот-амфиболитовой.

В метапелитах фации дистеновых гнейсов наиболее характерен парагенезис Гр + Дис ± Сил + Би + Кпш + Пл + Кв. Иногда в небольших количествах присутствует шпинель, гораздо реже — кордиерит (например, в Совьих горах в Польше; Grocholski, 1967). В наиболее высокотемпературных комплексах такого типа появляются редкие ассоциации Рп + Дис + Сил ± Сапф, Рп + Кор + Шп, Сапф + Кв (Зотов, 1967; Morse, Talley, 1971).

Среди метабазитов дистен-сланцевой фации гораздо чаще, чем среди метабазитов эпидот-амфиболитовой, встречаются гранатсодержащие разности: Гр+Ро+Пл±Би+Кв±Скап+Сф±Рт+Мт. На самых высокотемпературных ступенях здесь иногда присутствует моноклинный пироксен, а при более низких температурах — эпидот или цоизит. Возможно также появление дистена (±Ставр) и (или) жедрита, но, по-видимому, это относится не к изохимическим метабазитам, а к породам, являющимся продуктом существенных проявлений метасоматоза на контакте метабазитов и метапелитов.

Указанный парагенезис является одним из «предельных» по количеству сосуществующих минералов. Некоторые более «простые» ассоциации, включающие лишь часть из перечисленных в этом случае фаз, имеют значительное распространение. Это, в частности, относится к безгранатовым амфиболитам, которые не только при умеренных давлениях, но и в данной фации играют заметную роль.

Важную группу составляют калишпатсодержащие метабазиты (Ро+Мп или Гр+Би+Пл+Кпш+Кв±Эп±Сф, Мт). Они по химизму приближаются к магматическим породам среднего состава.

На самых низкотемпературных ступенях дистен-сланцевой фации в условиях, переходных к зеленым сланцам («зона граната»), наиболее типична ассоциация: Акт+Би+Эп+Хл+Пл(кислый)+Кв±Гр±Муск. Кальцит здесь появляется еще при более низких температурах. В толщах, метаморфизованных в фации дистеновых гнейсов, для метабазитов характерны эклогитоподобные парагенезисы: Гр+Ро+Мп+Рп+ +Пл±Скап+Кв±Сф±Рт±Ил.

Для типичных эклогитов (и некоторых друзитов), часто пространственно ассоциирующих с дистенсодержащими комплексами, практически всегда остается открытым вопрос об их изофациальности с вмещающими породами.

В мраморах и кальцифирах дистен-сланцевой фации наиболее низкотемпературные ступени характеризуются двумя важнейшими ассоциациями: Дол+Кв; Тр+Ка+Кв±возможные Би, Му, Пл, Эп (парагенезис Ка+Хл+Кв здесь неустойчив и такие породы относятся уже к зеленым сланцам). Из более редких парагенезисов, встречающихся в этих же условиях, можно указать Дол+Му+Флог+Тр+ангидрит (Chatterjee, 1961); Ка+Анкерит+Гр+Кв+Пл+Би+Муск (Петров, Макрыгина, 1970). С повышением температуры тремолит постепенно вытесняется диопсидом, хотя в широком интервале они присутствуют вместе. Изограда диопсида в мраморах соответствует приблизительно средней части зоны дистена в метапелитах (Trommsdorff, 1966). Собственно доломит здесь уже неустойчив в кварцсодержащих породах, но анкерит и ферродоломит отмечаются в них наряду с сидеритом вплоть до самых высокотемпературных ступеней[1] (Butler, 1969; Klein, 1966).

На п-ове Лабрадор описаны, например, ассоциации Кв+ферродоломит+Альм+Грюн+Кв+Мт, анкерит+Кв, Гип+сидерит+Грюн+Кв, Гип+Мп+Ка+Кв+Мт+анкерит, сидерит. Присутствие в карбонатных породах гиперстена, а также антофиллита (Антоф+Акт+Карб; Лебедев, 1955; Trommsdorff, 1966) — особенность дистеновых фаций.

Появление оливина в мраморах отвечает примерно тем же ступеням, что и изограда диопсида (Trommsdorff, 1966). Близка к ней и граница области устойчивости различных скаполитсодержащих мраморов. Ассоциация Ро+Кпш+Сф здесь появляется при более высоких температурах, вблизи силлиманитовой изограды метапелитов (Carmichael, 1969, 1970).

В бескалишпатовых мраморах Ро так же, как Би и Пл, встречается в качестве дополнительных минералов в самых разнообразных парагенезисах. Количество находок волластонита в мраморах дистеновых фаций невелико, но известны достоверные случаи (обычно в связи с массивами гранитоидов в полях регионально метаморфизованных толщ; Hietanen, 1962; Trommsdorff, 1966).

Титановые минералы в мраморах часто представлены сфеном, но встречаются также рутил (в породах без Кв) и ильменит. Рудные минералы разнообразны: Мт, Гем, пирит, пирротин, халькопирит и др.

Из характерных карбонатных образований фации дистеновых гнейсов следует отметить магнезитовые мраморы юго-западного Памира, хотя их появление обусловлено скорее спецификой осадконакопления, а не условиями метаморфизма. В скарнах, связанных с этими мраморами, отмечен редкий комплекс высокомагнезиальных минералов (Корд, Шп, Рп). Особый интерес представляют находки практически безжелезистого энстатита ($f<3\%$, $FeO<2$ вес. %).

Ультраосновные породы в дистен-сланцевой фации представлены чаще всего антофиллит- или тремолитсодержащими разностями. Их минеральные парагенезисы для различных температурных ступеней

[1] Указанные данные сомнительны. Границы устойчивости указанных карбонатов с кварцем лежат в области фации C_4. *Прим. ред.*

лучше всего изучены в Центральных Альпах (Evans, Trommsdorff, 1970). Здесь они охарактеризованы в зависимости от положения в метаморфической зональности, откартированной по метапелитам и карбонатным породам.

В зоне силлиманита для гипербазитов преобладающими являются парагенезисы Тр+Эн+Фо и Ди+Эн+Фо (самая высокотемпературная часть зоны). Ассоциация Тр+Антоф+Фо и Тр+тальк+Фо характерны только для участков, граничащих с зоной Дис и Ставр; они устойчивы также в большей части этой зоны, тогда как ассоциация Тр+Эн+Фо встречается лишь в ее высокотемпературной части.

Во внешних участках зоны Дис и Ставр указывается только парагенезис Тр+Серп+Фо. При еще более низких температурах его сменяет ассоциация Ди+Серп+Фо (в зоне Хрд) и Ди+Серп+брусит (за пределами зоны Хрд).

Специфические ассоциации наблюдаются в дистеновых фациях в богатых марганцем породах — гондитах и сходных с ними образованиях. Здесь их характеристика не приводится, так как эти ассоциации известны всего лишь в двух районах: в Канаде (Центральный Лабрадор) и Индии (р-н Нагпура).

§ 3. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ДИСТЕНОВЫХ ФАЦИЙ

Из экспериментальных данных для оценки *PT*-условий метаморфизма дистеновых фаций, безусловно, наибольший интерес представляют опыты по изучению полей устойчивости Дис, Сил и Анд. Этот вопрос разбирается во многих работах[1]. Хотя данные, характеризующие *PT*-условия разноречивы, все же можно довольно определенно охарактеризовать *PT*-координаты тройной точки Дис+Сил+Анд: T около 560—580° С и $P \approx 7$—7,5 *кбар*, наклон $\frac{\partial T}{\partial P}$ для кривой моновариантного равновесия Дис+Сил около +53° С/*кбар*. Это отвечает линии, проходящей примерно через середину «облака» разброса соответствующих точек, по разным авторам (Добрецов и др., 1970), причем, чтобы увязать все имеющиеся цифры, приходится либо предполагать точность некоторых экспериментов порядка 2—2,5 *кбар*, либо признать влияние осложняющих факторов (примеси и пр.). Характерно, что названные координаты и наклон наиболее близки к полученным экспериментально Э. Альтхаусом (Althaus, 1965) и С. Ричардсоном (Richardson et al., 1969). Данные по равновесию Дис+Анд очень неполны, но наклон соответствующей *PT*-линии можно вычислить исходя из определенного Э. Альтхаусом и С. Ричардсоном и др. наклона кривой Сил+Анд вблизи тройной точки (около 9,6° С/*кбар*, по Э. Альтхаусу, и —40° С/*кбар*, по С. Ричардсону) известных мольных объемов V_i^0 для дистена, андалузита, силлиманита (Кларк, 1969). Поскольку для равновесия $A \rightleftarrows B$

$$\left(\frac{\partial T}{\partial P}\right)_{A-B} = \frac{\Delta V^0_{A-B}}{\Delta S^0_{A-B}}$$

(где S_i^0 — мольная энтропия) и поскольку очевидно, что

$$\Delta S^0_{\text{Дис—Сил}} + \Delta S^0_{\text{Сил—Анд}} + \Delta S^0_{\text{Анд—Дис}} = 0,$$

[1] Сводку можно найти в нашей предыдущей монографии (Добрецов и др., 1970), а также в статье У. Файфа (1969) и в специальном выпуске Amer. J. Sci., v. 267, N 3, 1969 г.

легко получить:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial P}\right)_{\text{Анд—Дис}} = -\frac{\Delta V^0_{\text{Анд—Дис}} \cdot \left(\frac{\partial T}{\partial P}\right)_{\text{Дис—Сил}} \cdot \left(\frac{\partial T}{\partial P}\right)_{\text{Сил—Анд}}}{\left(\frac{\partial T}{\partial P}\right)_{\text{Дис—Сил}} \cdot \Delta V^0_{\text{Сил—Анд}} + \left(\frac{\partial T}{\partial P}\right)_{\text{Сил—Анд}} \cdot \Delta V^0_{\text{Дис—Сил}}}.$$

Подставляя соответствующие цифры, для равновесия Анд+Дис получаем очень высокое по абсолютной величине значение $\frac{\partial T}{\partial P}$ — от +120 (по данным Альтхауса) до —300° С/*кбар*, (по данным Ричардсона). Крутой наклон линии хорошо согласуется с теми немногими

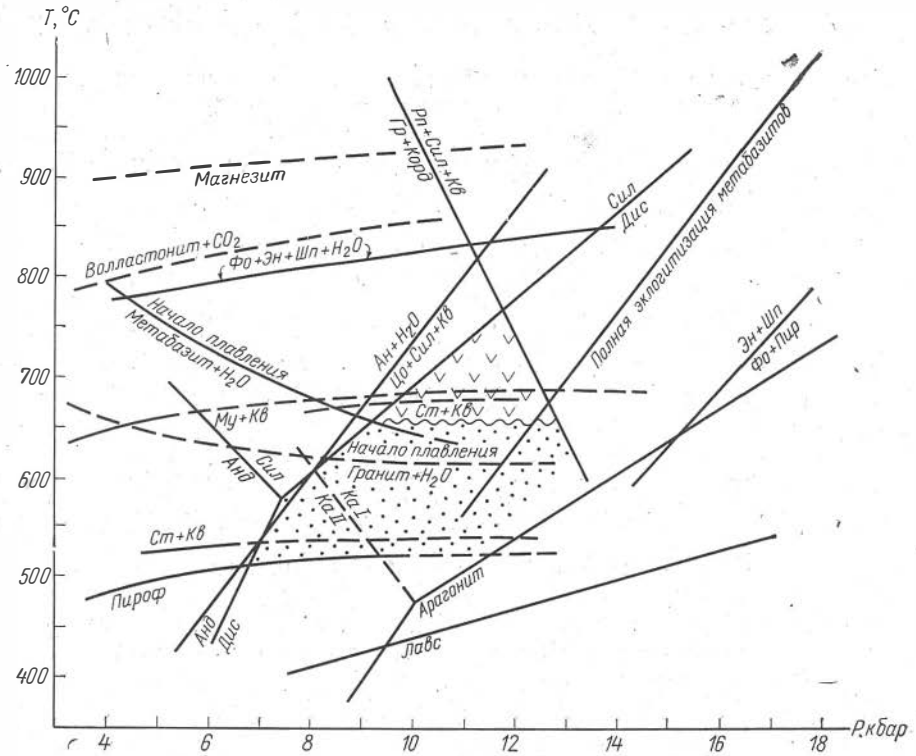


Рис. 1. Линии минеральных равновесий, характеризующие *PT*-область метаморфизма дистеновых фаций (по экспер. данным; Добрецов и др., 1970); (границы устойчивости для: Гр+Корд — Hensen, Green, 1970, арагонита — Goldsmith, Newton, 1969; ставролита — Richardson, 1968)

Волнистая линия — предполагаемое положение границы между *PT*-областями фаций дистеновых гнейсов (галочки) и дистеновых сланцев (точки). Пунктир — экстраполированные данные

экспериментальными данными Э. Альтхауса, С. Ричардсона и др., которые имеются для указанного равновесия.

Таким образом, можно заключить, что все образования дистеновых фаций, включая даже самые низкотемпературные, отвечают давлениям не менее 6—6,5 *кбар*, поскольку и нижний температурный предел дистен-сланцевой фации, лимитируемый равновесием Кв+Дис⇌ ⇌Прф, составляет не менее 500° С (Добрецов и др., 1970). Эта цифра подтверждается и другими материалами. Согласно экспериментам, близкое положение занимает нижняя температурная граница для ставролита в кварцсодержащих породах (рис. 1); она по геологическим наблюдениям также близка к изограде дистена. Почти аналогичное положение указывается и для нижней температурной границы альман-

дина (по данным L. Hsu; Добрецов и др., 1970). Но здесь эксперименты вызывают серьезные сомнения. В качестве лимитирующей реакции принимается Альм $(+H_2O+O_2) \rightleftarrows$ Fe—Хл+Мт+Кв. Однако такое превращение с «чистым» магнетитом невозможно, поскольку отношение (Fe+Mg) : Al в гранатах всегда ниже, чем в ассоциирующих с ними хлоритах (Кепежинскас, 1968 и др.). Герцинитовый же компонент входит в магнетит при соответствующих температурах в очень ограниченных количествах (Добрецов и др., 1970). Указанные эксперименты сомнительны еще и потому, что изограда граната в метаморфических комплексах дистен-силлиманитового типа располагается при заметно меньших температурах, чем изограды дистена и ставролита. В пользу названных значений нижних граничных температур свидетельствуют и определения предела изоморфного вхождения $MgCO_3$ в кальциты: в дистеновых сланцах оно доходит до 6% (Sheppard, Schwarz, 1970), тогда как по экспериментальным данным 500° С соответствуют значениям около 5% (Goldsmith, Newton, 1969).

Границы *PT*-поля устойчивости дистена по давлению хорошо согласуются с тем фактом, что в условиях, близких к тройной точке (в комплексах, включающих одновременно Дис, Сил и Анд), отмечаются парагенезисы Дис+Клц+Кв+Пл (Ушакова, 1966). На рис. 1 видно, что принятое положение тройной точки почти совпадает с границей устойчивости анортита в присутствии воды.

Верхнюю границу дистеновых фаций по давлению можно оценить с несколько меньшей точностью. В метабазитах, ассоциирующих с дистеновыми гнейсами, наблюдается лишь частичная эклогитизация. Парагенезис Рп с Пл (а также со Шп) сохраняется во всех случаях. Ассоциация Гр+Корд в метапелитах не является распространенной, но встречается в ряде дистен-гнейсовых комплексов. В то же время парагенезис Рп+Дис(Сил)+Кв здесь не отмечен ни разу. Ассоциации ортопироксена с дистеном (и силлиманитом) указываются редко и только для бескварцевых пород (Morse, Talley, 1971). В дистен-сланцевых комплексах $CaCO_3$ всегда представлен кальцитом. Арагонит здесь неизвестен.

Сопоставляя все эти факты с экспериментальными данными (см. рис. 1), можно заключить, что для всех известных толщ дистен-гнейсовой фации давления при метаморфизме не превышали 13—14 *кбар*. Для дистеновых сланцев «гарантированный» предел составляет 15—16 *кбар*, но не исключено, что эта цифра дана с большим запасом.

Если ориентироваться на пределы давлений в дистеновых фациях, то можно предположить, что максимальные температуры в дистеновых гнейсах не превышают 760—770° С (положение точки пересечения кривых равновесия Сил+Дис и Гр+Корд+Рп+Сил+Кв). Эта цифра близка к верхнему пределу для фации биотит-силлиманитовых гнейсов (Добрецов и др., 1970, 1972). Легко заметить, что для двух данных фаций набор многих минеральных ассоциаций-термометров весьма сходен. Более высокотемпературные парагенезисы двупироксеновых гнейсов (Рп+Мп+Пл+Кпш, Рп+Корд+Кпш) в фации дистеновых гнейсов нигде не отмечены.

Граница между двумя дистеновыми фациями хотя и определяется равновесием Му+Кв$\rightleftarrows$Дис+Кпш+H_2O, но, несомненно, располагается при несколько меньших температурах, чем соответствующая кривая по экспериментальным данным для систем с чисто водным флюидом (см. рис. 1). Сопоставления минералого-петрографических наблюдений и экспериментов совершенно определенно указывают на то, что в дистен-содержащих комплексах к началу реакции парциальное давление воды всегда существенно ниже общего давления флюида. Никаких признаков плавления в метабазитах при этом не отмечается, тогда как по экспериментальным данным при давлениях H_2O выше 8 *кбар* их

частичное плавление начинается до исчезновения мусковита в кварцсодержащих породах (см. рис. 1). Если использовать приближенные расчеты (Добрецов, 1966), то получается, что наблюдаемые соотношения возможны только в случае, если $P_{H_2O} \leqslant 0{,}8\ P_{общ}$ (Добрецов и др., 1970). Реальные цифры, вероятно, еще меньше. На рис. 1 принятая граница фаций проведена около 650° С, что отвечает примерно $P_{H_2O} = 0{,}6\ P_{общ}$. Столь заметное снижение парциального давления воды здесь сравнительно легко объясняется частичным плавлением пород кислого состава и поглощением воды образующимся расплавом.

Факт частичного плавления в дистен-сланцевой фации несомненен. На ее высокотемпературных ступенях мигматиты очень широко распространены и присутствуют практически повсеместно. Именно для этих ступеней отмечаются признаки существенных колебаний отношения $H_2O : CO_2$ в метаморфическом флюиде, выражающиеся в отчетливом пересечении изоград метапелитов и метабазитов (Carmichael, 1969, 1970).

Для более низкотемпературных «домигматитовых» зон парциальное давление воды, по-видимому, всегда близко к общему давлению флюида. Некоторые минералогические данные прямо указывают на это. В частности, уже упоминавшаяся ассоциация Дис+Клц+Кв в условиях вблизи тройной точки (Ушакова, 1966) отвечает случаю, когда P_{H_2O} не менее 0,9—0,95 $P_{общ}$. Это представляется вполне естественным, поскольку в «доанатектическую» стадию прогрессивные превращения идут с непрерывным выделением свободной воды. Из возможных источников других компонентов флюида существенными являются лишь параллельно протекающие реакции декарбонатизации. Но в данном температурном интервале их количественная роль несравнима с дегидратацией, поскольку карбонаты сами по себе здесь устойчивы, а примесь силикатов, способных вступать с ними в реакции, в большинстве мраморов незначительна.

Парциальное давление CO_2 поэтому менее выдержано и сильно колеблется в зависимости от литологии толщ. Появление иногда волластонита в мраморах вблизи изограды силлиманита показывает, что даже в них доля углекислоты в составе флюида иногда очень невелика (ориентировочно до 0,3—0,4; Добрецов и др., 1970).

В фации дистеновых гнейсов отношение $P_{H_2O} : P_{общ}$, по-видимому, всегда невелико. Многие из встречающихся здесь кислых пород (типа гранулитов) при соответствующих *PT*-параметрах в системе с чисто водным флюидом должны были бы полностью расплавиться. Появление здесь ассоциаций Фо+Эн+Шп (Зотов, 1966, 1967) также указывает на низкое парциальное давление воды (если учесть экспериментальные данные; см. рис. 1).

Парциальные давления кислорода в условиях дистеновых фаций, по-видимому, варьируют в широких пределах. На это указывает присутствие в соответствующих комплексах параллельно гематита, пирротина или сидерита. Пока нет достаточного количества фактов, с помощью которых можно было бы установить закономерность изменения P_{O_2}. Нередко в одной породе одновременно встречаются магнетит, пирит и пирротин. Это указывает, на то, что в ряде случаев P_{O_2} не задается извне, а буферируется самими породами.

§ 4. ВЛИЯНИЕ КОЛЕБАНИЙ PT-ПАРАМЕТРОВ НА МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ДИСТЕНОВЫХ ФАЦИЙ И ВОПРОСЫ ИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Для ряда распространенных групп пород дистеновых фаций смена минеральных парагенезисов может фиксировать изменения *PT*-условий, меньшие по масштабам, чем при переходе от одной фации к другой.

Создается возможность разработки для соответствующей *PT*-области более дробной фациальной схемы, включающей ряд субфаций, минеральных ступеней и пр. Хотя в этом направлении исследования проводятся, но данный вопрос еще далеко не решен.

В настоящем разделе рассмотрены основные моменты, касающиеся последовательности смены минеральных парагенезисов в зависимости от вариаций *PT*-параметров, и соответствующие колебания составов некоторых минералов-«индикаторов» в ряде ассоциаций (без изменения общего набора их фаз).

МИНЕРАЛЬНЫЕ СТУПЕНИ СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕТАПЕЛИТОВ И ВЫДЕЛЕНИЕ СУБФАЦИЙ

Метапелиты характеризуются особенно большим разнообразием минеральных парагенезисов. За последние 15—20 лет предприняты попытки разработать для них детальные схемы минеральных ступеней типа «петрогенетических решеток» Н. Боуэна. К числу наиболее ранних относится широко известная работа Дж. Фрэнсиса (Francis, 1956). В последующие годы различные авторы опубликовали еще не менее десятка статей по этой теме (Кепежинскас, Хлестов, 1971). Но большинство из них либо касается лишь частностей вопроса, либо допускают излишние упрощения. Наиболее обстоятельны работы С. П. Кориковского (1969, 1970 и др.). В них учтен весьма обширный эмпирический материал, но его интерпретация базируется на спорной системе расчета *PT*-кривых минеральных равновесий и, кроме того, он не обсуждает альтернативных вариантов.

Подобная же работа проделана нами (Кепежинскас, Хлестов, 1971). Для среднетемпературных метапелитов (с Кв+Муск) были рассмотрены все принципиально возможные типы *PT*-диаграмм и на основе сопоставлений с природными данными из них выбран тот, который отвечал реальным соотношениям[1]. Соответствующая *PT*-диаграмма приведена на рис. 2. На ней хорошо видно взаимное *PT*-положение полей устойчивости различных минеральных парагенезисов, хотя она и безмасштабна и не дает представления об абсолютных величинах интервалов по температуре и давлению, *PT*-наклонов и пр.

Легко увидеть, что в кварцсодержащих породах ассоциации Гр+ +Корд+Му, Ставр+Корд+Му, Хрд+Корд, Дис+Хл+Альм являются запрещенными в дистеновых фациях, поскольку они устойчивы только при меньших давлениях. Напротив, парагенезис Хрд+Му+Би невозможен в андалузит-силлиманитовом типе метаморфизма так же, как Анд(Сил)+Хрд+Би. Более того, даже в дистеновых сланцах аналогичные ассоциации (Хрд+Му+Би и Дис+Хрд+Би) устойчивы далеко не во всем интервале давления, а только при самых высоких *P*. Это особенно касается Дис+Хрд+Би (см. рис. 2). *PT*-условия, отвечающие ей, по-видимому реализуются очень редко. Известна только одна находка такого парагенезиса в Макбальском районе (Тянь-Шань). Геологическое положение метаморфических комплексов, включающих Хрд+Би+Муск, безусловно, подтверждает их приуроченность к зонам особо повышенных давлений. Они часто пространственно довольно тесно ассоциируют с глаукофан-лавсонитовыми и другими глаукофансодержащими сланцами. Непосредственно на тех же температурных ступенях иногда появляются гранат-глаукофановые амфиболиты.

[1] В первоначальном варианте два типа диаграмм рассматривались нами почти как равновероятные, но дополнительный обзор петрологических материалов показал, что один из них должен быть отбракован, так как в нем Му + Хрд + Би устойчивы до слишком малых давлений (даже в поле Ст + Корд + Муск), тогда как в реальных условиях Хрд + Би встречаются лишь при повышенных давлениях.

Альтернативной для Хрд + Би + Муск является парагенезис Гр + + Ставр + Хл + Му, который появляется в фации дистеновых сланцев лишь при несколько пониженных давлениях, переходных к эпидотовым амфиболитам.

Как видно из приведенной *PT*-диаграммы (см. рис. 2), в прогрессивной последовательности ставролит в биотитсодержащих породах появляется раньше дистена, но с повышением давления соответствую-

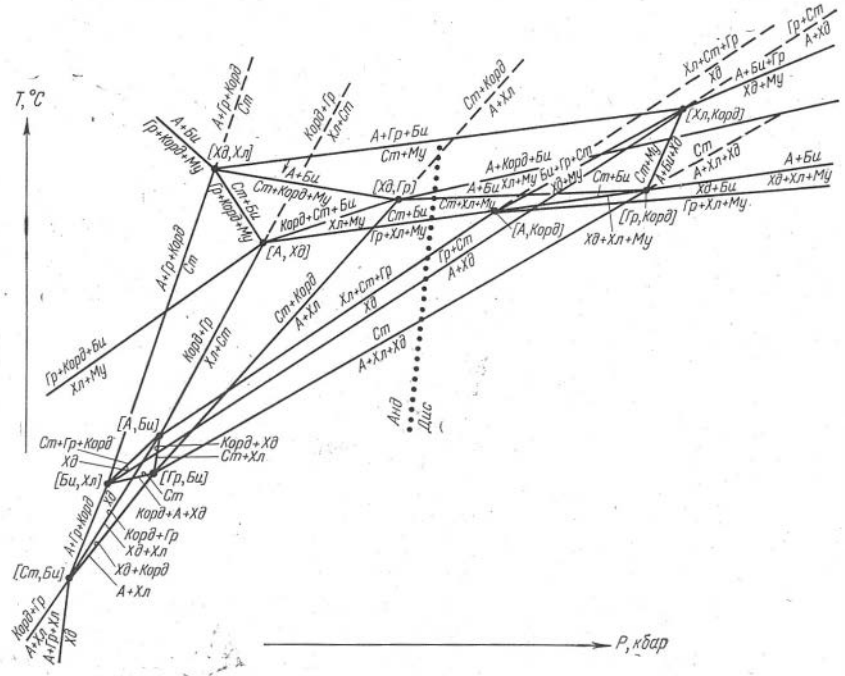


Рис. 2. Принципиальная *PT*-диаграмма для среднетемпературных кварц- и мусковитсодержащих метапелитов (система K_2O—MgO—FeO—Al_2O_3—SiO_2—H_2O; Кепежинскас, Хлестов, 1971)
Пунктир — некоторые равновесия для пород без мусковита.
А — общее обозн. Анд, Сил и Дис

щий температурный интервал уменьшается. Это хорошо согласуется с обычной последовательностью изоград в зональности типа Барроу и с тем, что в комплексах наибольших давлений изограды дистена и ставролита практически совпадают (например, в Центральных Альпах).

Основываясь на данных рис. 2 и обзоре петрологических материалов, можно предположить как наиболее рациональное подразделение фации дистеновых сланцев на четыре субфации. Низкотемпературная Гр-Хл-Му субфация охватывает весь интервал фации по давлению. В среднетемпературной части фации выделяются две субфации: Ставр-Би-Гр-Му (несколько пониженные давления) и Хрд-Би-Му (особо повышенные давления). Четвертая Гр-Би-Дис субфация охватывает высокотемпературные ступени фации во всем интервале давления.

В пограничных для двух субфаций *PT*-областях могут появиться многоминеральные парагенезисы, содержащие критические минералы как одной, так и другой из них. Причина этого — дополнительные компоненты — Mn, Ti и др. (Кепежинскас, Хлестов, 1971). Очевидно, чем дробнее фациальные подразделения, тем больше вероятности неоднозначного решения. Для предложенной системы субфаций в таких случаях можно рекомендовать *PT*-условия метаморфизма относить к более высокотемпературной из них, так как низкотемпературные минералы

могли появиться на регрессивных стадиях. Особое внимание при этом следует обращать на содержание граната в породе. Если он составляет не более 2—3% объема породы, то в таких неопределенных случаях его можно игнорировать как отдельную фазу, поскольку в подобных примерах появление граната может быть целиком обусловлено присутствием марганца (Добрецов и др., 1972). Так же можно объяснить и редкие находки граната в породах с дистеном и хлоритом, в ассоциации, «запрещенной» в данной фации для системы K_2O—MgO—FeO—Al_2O_3—SiO_2—H_2O (см. рис. 2).

Хотя безмусковитовые парагенезисы в метапелитах дистен-сланцевой фации довольно редки, имеет смысл остановиться на некоторых их особенностях. В отсутствии мусковита на высокотемпературных ступенях фации возможно появление ассоциаций Ставр+Корд и Гр++Корд (см. рис. 2), что иногда и наблюдается (Токарев, 1963; Токарев, Гарифулин, 1966). В таких породах разложение ставролита на прогрессивной стадии идет в основном по реакции: Ставр+Кв±Пл→ →Гр+Дис+Жедр+H_2O [1] и отвечает заметно более высоким температурам, чем граница Ставр-Би-Гр-Му и Гр-Би-Дис субфаций. Поэтому все гранат-дистеновые жедрититы (по-видимому, и все гранат-дистеновые амфиболиты) надо относить ко второй из них. Безгранатовые жедрититы (и амфиболиты) с дистеном возможны и при несколько меньших температурах, но, по-видимому, также в пределах Гр-Би-Дис субфации.

Для метапелитов дистен-гнейсовой фации пока невозможно предложить сколько-нибудь обоснованные дробные фациальные подразделения, так как по этой фации пока имеются лишь ограниченные петрологические материалы. Наиболее высокотемпературные условия иногда фиксируются здесь появлением таких ассоциаций, как Корд++Гр+Кпш (на юго-западном Памире, по Зотову, 1967) и Рп+Сапф и Сапф+Кв (в Канаде; Morse, Talley, 1971).

МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ *PT*-УСЛОВИЙ В МЕТАПЕЛИТАХ ДИСТЕНОВЫХ ФАЦИЙ

Одной из примечательных особенностей метапелитов дистеновых фаций по сравнению с аналогичными температурными ступенями фаций умеренного давления является широкая распространенность здесь сфена наряду с рутилом или вместо него. Появление того или иного из минералов лимитируется реакцией: Рт+Ан(в Пл)⇌Сф+Дис. Расчет по данным С. Кларка (1969) дает для такой реакции с чистым Ан (в нормальных условиях) $\Delta V = -19{,}65$ *см³/моль* (более плотные фазы справа), $\Delta S = -9{,}59$ *кал/моль*. Таким образом, наклон $\frac{\partial T}{\partial P}$ данного равновесия составит около $+50°$ С/*кбар*, т. е. соизмерим с наклоном равновесия Сил+Дис. Можно предполагать, что на *PT*-диаграмме все изолинии для плагиоклаза постоянного состава, ассоциирующего с Дис+Рт+Сф, имеют примерно такой же наклон. С повышением давления в этом парагенезисе становятся устойчивыми все более основные плагиоклазы; основность плагиоклаза здесь могла бы служить «барометром» для расчленения дистеновых фаций по давлению. Но пока этому вопросу практически не уделялось внимания и еще нет возможности «градуировать» данный «барометр».

Появление в метапелитах ильменита лимитируется равновесием Ил+Дис+Кв⇌Альм(в Гр)+Рт. Увеличение давления смещает это

[1] Реакция Ставр + Кв → Гр + Дис + Корд возможна, вероятно, лишь при минимальных давлениях дистен-сланцевой фации, переходных к фациям умеренных давлений.

равновесие вправо. Влияние температуры здесь учесть труднее из-за отсутствия данных по энтропиям гранатов. По-видимому, линия этого равновесия имеет отрицательный наклон, и ильменит тяготеет к более низкотемпературным метапелитам.

Как показали работы последних лет (Кепежинскас, 1971), достаточно чувствительным к изменению давления оказалось содержание кальция в гранатах метапелитов. Оно лимитируется следующими равновесиями: Ан (в Пл) ⇄ Грос (в Гр) + Дис (Сил, Анд) + Кв; Альм (в Гр) + Ан (в Пл) ⇄ Грос (в Гр) + Ставр + Кв (при отсутствии Дист); Ан (в Пл) + Мт + Кв ⇄ Андр (в Гр) + Альм (в Гр) + Дис. Объемный эффект всех реакций таков, что повышение давления смещает равновесия вправо. Однако все эти равновесия, кроме граната, включают еще одну фазу переменного состава — плагиоклаз. Осложнения связаны с колебаниями железистости граната (известно, что при прочих равных условиях более железистые гранаты несколько богаче кальцием). Тем не менее соответствующие статистические сравнения показывают (табл. 1), что содержания кальция в гранатах метапелитов отчетливо

Таблица 1

Средние содержания (числитель) и стандартные отклонения (знаменатель) содержаний окислов в гранатах из метапелитов различных ступеней (Кепежинскас, 1972)

Фация	Зона	Ассоциация	FeO	MnO	MgO	CaO	Число анализов
Дистеновых гнейсов	—	Кв+Пл+Гр+Би+ +Кпш±Сил±Дис	29,58 / 4,56	1,29 / 1,00	5,15 / 1,48	2,02 / 1,04	13
Дистеновых сланцев	Силлиманитовая	Кв+Пл+Би+Гр+ +Сил±Дис±Му± ±Ставр	31,80 / 2,60	1,84 / 1,63	3,75 / 0,98	2,37 / 1,12	35
	Ставролитовая	Кв+Пл+Му+ +Би+Гр+Ставр± ±Дис±Хл	30,85 / 2,64	3,10 / 1,96	2,81 / 0,76	2,91 / 1,12	36
	Гранатовая	Кв+Му+Би+Гр+ +Пл±Хл±Эп	29,49 / 3,56	3,05 / 3,31	2,54 / 1,08	4,59 / 2,54	20
Амфиболитовая	—	Кв+Пл+Би+Гр+ +Кпш±Сил	30,62 / 1,97	1,25 / 0,98	5,51 / 1,75	1,84 / 0,77	34
Эпидот-амфиболитовая	Силлиманитовая	Кв+Пл+Би+Гр+ +Сил±Анд±Му	29,34 / 3,11	4,30 / 2,67	4,27 / 1,27	1,56 / 0,49	22
	Ставролитовая	Кв+Пл+Му+Би+ +Гр±Анд±Хл	29,58 / 2,34	5,32 / 2,26	2,50 / 0,95	1,78 / 0,47	15

зависят от давления (для Дис-Сил и Анд-Сил типов метаморфизма они различны). Подобные соотношения для других компонентов менее существенны (Кепежинскас, 1972).

График, учитывающий основность плагиоклаза, дает еще более отчетливую картину (рис. 3). Зависимость от давления здесь выступает настолько очевидно, что в дальнейшем имеет смысл пытаться расчленять фацию дистеновых сланцев по давлению на основе диаграмм такого типа.

В биотитах подобные закономерности хотя и не так выразительны, но видны довольно отчетливо (табл. 2). Основными тенденциями

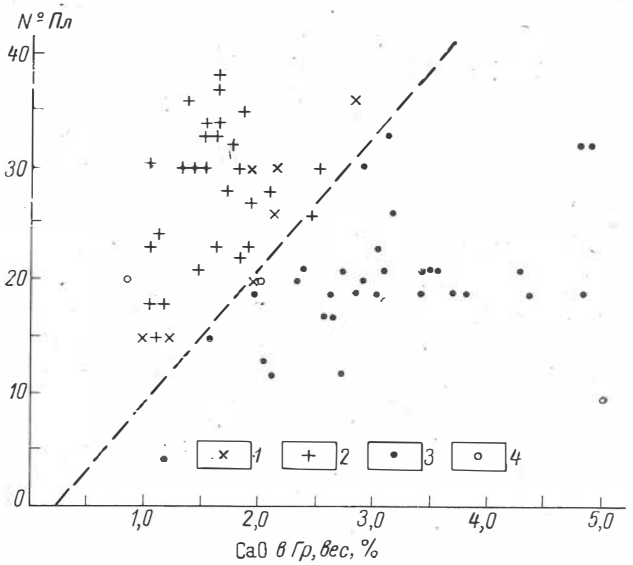


Рис. 3. Соотношение основности плагиоклаза и содержания кальция в гранате из метапелитов (с Анд, Дис, Сил или Ст) различных типов метаморфизма; Кепежинскас, 1972)

Андалузит-силлиманитовый тип; зоны: *1* — Ст, *2* — Сил. Дистен-силлиманитовый тип; зоны: *3* — Ст+Дис; *4* — Сил

являются увеличение содержания кремнезема и уменьшение содержания воды с увеличением давления. Влияние температуры сказывается здесь следующим образом: повышение T сопровождается снижением в биотитах содержаний глинозема и воды и повышением содержаний кремнезема.

Необходимо отметить, что в отношении влияния температуры на составы минералов в сходных парагенезисах для фаций эпидотовых амфиболитов **и дистеновых сланцев** имеются аналогии. Это касается, в частности, и такой важной ассоциации, как Гр+Ставр+Дис+Кв, в которой с повышением температуры железистость минералов постепенно падает, так же как при умеренных давлениях в парагенезисах с Сил или Анд (Добрецов и др., 1972).

Мусковит может служить индикатором температур для метапелитов в пределах низкотемпературных ступеней дистен-сланцевой и для смежных частей зеленосланцевой фаций. Повышение температур сопровождается постепенным снижением содержаний $FeO+MgO+Fe_2O_3$ (от 10—12 до 2—2,5 вес. %) и увеличением содержаний Na_2O (от 0,2—0,4 до 1,5—1,8%) и Al_2O_3 (от 23—25 до 33—34%).

Индикатором давления могут служить эпидотсодержащие метапелиты (Эп+Дис+Пл+Кв). В них состав плагиоклаза лимитируется равновесием: Ан (в Пл) + H_2O ⇌ Дис+Эп+Кв, имеющим очень крутой наклон $\frac{\partial T}{\partial P}$ (см. рис. 1). Главным осложняющим фактором[1] здесь является переменность железистости эпидота. Очевидно, при прочих равных условиях более железистые эпидоты должны в таких породах ассоциировать с более основными плагиоклазами. В этом случае также

[1] Дополнительные осложнения возможны за счет колебаний доли воды во флюиде, но для «домигматитовых» ступеней ими, по-видимому, можно пренебречь.

Таблица 2

Средние содержания (числитель) и стандартные отклонения содержаний (знаменатель) важнейших элементов в биотитах из метапелитов различных метаморфических ступеней (в коэф. кристаллохимической формулы, рассчитанной на 12 атомов кислорода; Кепежинскас, 1972)

Фация	Зона	Ассоциация	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mg	Na	K	OH	Число анализов
Дистеновых гнейсов и амфиболитов	—	Кв+Пл+Би+Гр+Сил+Кпш++Дис	2,795 0,039	0,230 0,037	1,627 0,114	0,141 0,132	1,020 0,223	1,017 0,244	0,040 0,010	0,859 0,022	1,500 0,217	8
Дистеновых сланцев	Силлиманитовая	Кв+Пл+Би+Гр+Сил+Му++Дис±Ставр	2,727 0,050	0,181 0,049	1,734 0,065	0,099 0,076	1,100 0,100	0,932 0,167	0,082 0,056	0,849 0,068	1,807 0,261	18
	Ставролитовая	Кв+Пл+Би+Гр+Дис+Му++Ставр	2,678 0,048	0,103 0,023	1,747 0,075	0,104 0,069	0,970 0,134	1,247 0,110	0,070 0,038	0,802 0,031	1,956 0,186	8
Сил+Би гнейсов (амфиболитовая)	—	Кв+Пл+Би+Гр+Сил+Кпш++Корд±Анд	2,686 0,068	0,206 0,034	1,706 0,111	0,092 0,054	1,114 0,134	1,088 0,207	0,030 0,013	0,901 0,068	1,717 0,241	15
Анд (Сил)-Му сланцев (эпидот-амфиболитовая)	Силлиманитовая	Кв+Пл+Би+Гр+Сил+Му±±Анд±Ставр	2,619 0,057	0,131 0,041	1,710 0,073	0,144 0,080	1,078 0,178	1,023 0,149	0,050 0,011	0,816 0,056	2,250 0,207	13

придется воспользоваться графиком типа рис. 3, одна из осей которого отвечает номеру плагиоклаза, а вторая — железистости эпидота. Повышение давления ведет к снижению основности плагиоклаза в метапелитах с эпидотом постоянной железистости. Пока из-за недостатка данных невозможно конкретизировать соответствующие величины. Известно только, что вблизи тройной точки Анд+Сил+Дис в парагенезисе Эп+Дис+Пл+Кв практически безжелезистые эпидоты, ассоциируют с почти чистым анортитом (Ушакова, 1966).

ОТРАЖЕНИЕ КОЛЕБАНИЙ *PT*-ПАРАМЕТРОВ В МЕТАБАЗИТАХ И КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

Большинство минеральных ассоциаций метабазитов и карбонатных пород являются «сквозными» в отношении давления, присутствуя одновременно как в андалузит-силлиманитовом, так и в дистен-силлиманитовом типах метаморфизма. Подробно вопрос влияния различных температур на многие из них освещен в нашей предыдущей работе (Добрецов, и др., 1972). Это касается таких важных парагенезисов метабазитов, как: 1) Гр+Мп+Рп+Ро+Пл+Кв; 2) Мп+Рп+Ро+Пл+Кв; 3) Мп+Ро+Пл+Кв; 4) Гр+Ро+Пл+Кв; 5) Мп+Ро+Пл+Эп+Кв; 6) Гр+Ро+Пл+Эп+Кв.

Первые два характерны только для высокотемпературных фаций (дистен-гнейсовой и биотит-силлиманит-гнейсовой), 5 и 6 — только для среднетемпературных (дистеновые сланцы и эпидотовые амфиболиты), а 3 и 4 — обычны для тех и других. Вариации составов минералов в этих ассоциациях (кроме первой), если и позволяют судить о различиях условий образования, то только в отношении главным образом температуры. В отношении давления они являются практически «немыми». Для этих целей можно использовать, очевидно, лишь содержание жадеитовой составляющей в клинопироксенах плагиоклаз- и кварцсодержащих пород. Оно лимитируется равновесием: Аб (в Пл) ⇄ Кв + жадеит (в Мп) и с повышением давления должно возрастать[1]. Однако на этот счет данных пока мало. Содержания Na_2O в пироксенах дистеновых фаций невелики и при сравнительно низкой точности химико-аналитических определений Na их колебания трудно контролируемы. Можно надеяться, что здесь откроются лучшие перспективы с применением рентгеноспектрального микрозонда. Пока же для чисто метабазитовых среднетемпературных толщ, не ассоциирующих с метапелитами, нельзя надежно решить вопрос, принадлежат ли они фациям умеренных или высоких давлений, не говоря уже о детальной оценке давлений. Можно указать лишь на тот факт, что в дистен-сланцевой фации роль гранатовых амфиболитов увеличивается, но это лишь статистически намечающаяся тенденция и соответствующие оценки в каждом конкретном случае сделать трудно.

В карбонатных породах, как и в метабазитах, смена минеральных парагенезисов и колебания составов минералов-индикаторов обусловлены главным образом вариациями температур; к давлению они мало чувствительны. Здесь также преобладают минеральные ассоциации, «сквозные» для фаций умеренных и высоких давлений. Отличительным для дистен-сланцевой фации является появление доломит-кварцевых парагенезисов на самых низкотемпературных ступенях, а также антофиллита в ассоциации с карбонатами при более высоких температурах. Для нее также специфичен гиперстен в карбонатсодержащих

[1] В этом случае также необходимо строить графики типа рис. 3, учитывающие сразу две переменные: основность плагиоклаза и содержание жадеита в пироксене. При прочих равных условиях с более основными плагиоклазами ассоциируют клинопироксены, более бедные жадеитом (Добрецов и др., 1971).

породах, который не отмечается при умеренных давлениях. На рис. 4 изображена предположительная смена минеральных парагенезисов в системе $CaO—MgO—SiO_2—CO_2$, которая может объяснить эти соотношения. Однако здесь пока еще данных недостаточно.

Особенностью дистеновых фаций является и относительно частая встречаемость сидерита и карбонатов сложного состава (типа анкерита, брейнерита и т. п.). Присутствие первого вплоть до высокотемпературных ступеней дистеновых сланцев и даже в дистен-гнейсовой фации указывает на то, что линия равновесия, ограничивающая поле устойчивости сидерита, — Сидерит $\rightleftarrows$ $\rightleftarrows$ Мт + Грф + CO_2 при соответствующих давлениях поднимается как минимум до $T = 650°$ С, а следовательно, присутствие магнетита с графитом в дистеновых сланцах всегда свидетельствует о низкой доле CO_2 во флюиде.

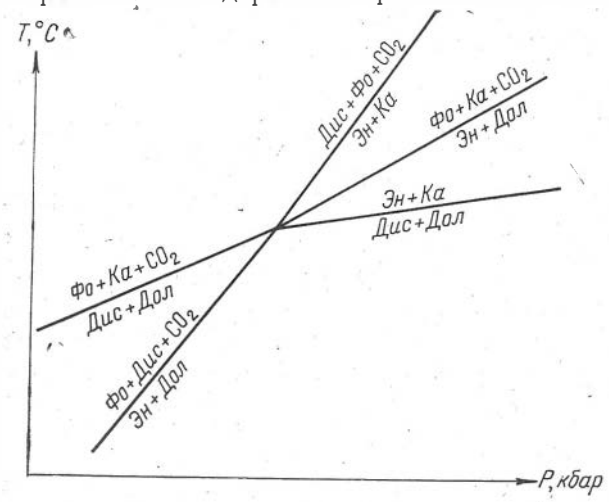


Рис. 4. Схематическая PT-диаграмма системы $CaO—MgO—SiO_2—CO_2$ в области высоких давлений

Появление анкерита, брейнерита и т. п. связано, возможно, с некоторым расширением интервала изоморфной смесимости с увеличением давления, как это отмечено в ряду кальцит — доломит (Goldsmith, Newton, 1969). Однако этот вопрос весьма проблематичный и пока невозможно использовать такие данные для детализации дистеновых фаций по давлению.

ЗНАЧЕНИЕ ИЗОГРАД

Методика картирования по индекс-минералам впервые разработана применительно к зональным дистен-силлиманитовым метаморфическим комплексам типа Барроу (Barrow, 1912; Tilley, 1925) и дает для них хорошие результаты. Прогрессивная последовательность основных изоград в метапелитах для таких комплексов везде выдерживается постоянной — изограды хлорита, биотита, граната, ставролита, дистена, силлиманита. При детальных работах, как правило, выявляются все промежуточные изограды этого ряда без выпадения каких-либо из них в том интервале, который представлен. Иногда отмечается лишь пространственное сближение изоград ставролита и дистена, а также биотита и граната. При этом в очень редких случаях для них указывается обратная последовательность. Область распространения хлоритоида редко удается откартировать с помощью изограды, и положение ее менее определено. В ряде случаев хорошо прослеживаются дополнительные «минус-изограды» для дистена и ставролита (реже для хлоритоида), т. е. границы, отвечающие исчезновению данных индекс-минералов на высокотемпературных ступенях. В некоторых комплексах с наиболее полно представленной зональностью этих ступеней может также выделяться изограда Сил (Дис) + Кпш, соответствующая нижнему пределу устойчивости собственно гнейсов. Довольно часто указывается граница распространения мигматитов и пегматитов, как характеризующая область анатектических расплавов.

Системы изоград в отношении других типов пород (мраморы, метабазиты и др.) гораздо менее совершенны и пока слабо разработаны. По существу, лишь для мраморов она применяется в сколько-нибудь заметных масштабах. Здесь, в отличие от метапелитов, практически нет настоящих индекс-минералов, которые могли бы фиксироваться непосредственно при полевых наблюдениях. Границы распространения каких-либо характерных минералов и их ассоциаций вырисовываются лишь на основании более поздних микроскопических исследований, причем иногда сопровождающихся не только простой диагностикой минералов, но и той или иной характеристикой их состава. Это требует больших затрат и создает трудности.

В *PT*-интервале дистеновых фаций важнейшими для мраморов являются (в прогрессивной последовательности): изограда тремолита (сменяющего Дол+Кв) и близко к ней расположенная изограда олигоклаза, изограда битовнита, изограды диопсида и форстерита, нередко почти совпадающие. В частных случаях иногда используются некоторые более сложные варианты (Carmichael, 1970).

Для метабазитов можно указать две близко расположенные изограды олигоклаза и глиноземистого амфибола (сменяющего актинолит), а также изограды граната, клинопироксена и ортопироксена. Число изученных примеров невелико и вопрос о степени выдержанности последовательности изоград во многом не ясен. Это касается, в частности, соотношения изоград граната и глиноземистой роговой обманки. На низкотемпературных ступенях возможны осложнения из-за реликтовых минералов.

Рассмотрим соотношения границ фаций и субфаций с изоградами (главным образом в метапелитах). Они наиболее определенны для случаев, когда изограды отвечают моновариантным[1] превращениям. Это, очевидно, в первую очередь относится к изоградам Сил и Сил(Дис)+Кпш и (и к «минус-изограде» Дис). По-видимому, это справедливо и в отношении изоград Ставр и Дис, массовое появление которых возможно лишь в *PT*-поле, где каждый из этих минералов устойчив с биотитом[2] (положение соответствующих моновариантных линий см. на рис. 2). То же, вероятно, можно сказать и о «минус-изограде» ставролита, которая отвечает пределу устойчивости ассоциации Ставр+ +Муск+Кв. Отсюда легко заключить, что она совпадает с нижней температурной границей Дис-Гр-Би субфации, тогда как ставролитовая изограда практически совпадает с верхней температурной границей Гр-Хл-Му субфации.

Положение хлоритовой, биотитовой и гранатовой изоград менее определенно, поскольку появление этих индекс-минералов связано не с моновариантными превращениями, а со смещением равновесий большей вариантности. Поэтому здесь возможны заметные колебания в зависимости от состава пород. То же, видимо, относится и к «минус-изограде» хлоритоида. Следует подчеркнуть, что если ассоциация Хрд+Муск+Кв встречается в пределах зоны дистена, то условия метаморфизма отвечают Хрд-Би-Му субфации (см. рис. 2). Правда, здесь всегда необходимо учитывать возможность появления хлоритоида на регрессивных стадиях.

Изограда граната приблизительно совпадает с нижней температурной границей фации дистеновых сланцев. И хлоритовая, и биотитовая изограды относятся уже к зеленосланцевой фации. Нами

---

[1] Имеются в виду и «почти моновариантные» реакции, т. е. превращения, моновариантные в системах, включающих лишь основные породообразующие компоненты, и в реальных условиях приобретающие дополнительную вариантность только за счет примесей (Ti, Mn, Cr и др.)

[2] Спорадические находки дистена в породах без биотита возможны и при более низких температурах.

отмечалось (Добрецов и др., 1972), что с повышением давления изограды граната и биотита пространственно сближаются. Но ввиду вариаций состава пород эта закономерность только статистическая и значение ее как индикатора давления нельзя переоценивать. То же можно сказать и о соотношениях изоград граната и олигоклаза (в метабазитах и мраморах).

§ 5. АНАТЕКСИС ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ

По экспериментальным данным, для систем с чисто водным флюидом *PT*-линия минимума плавления гранитоидов и граница устойчивости мусковита в кварцсодержащих породах пересекаются примерно при $P=3{,}5$—4 *кбар* (Бэрнем, 1970; Althaus et al., 1970). Следовательно, в присутствии богатых водой растворов можно было бы ожидать, что анатексис в дистен-силлиманитовом типе метаморфизма проявится уже в зоне мусковитсодержащих метапелитов, т. е. на высокотемпературных ступенях фации дистеновых сланцев.

Геологические данные не противоречат такому предположению. Мигматиты для дистен-сланцевой фации несравненно более характерны, чем для близких по температуре образований умеренных давлений. Если принимать мигматиты за достоверный признак анатексиса, то, судя по геологическим данным, реальное поле устойчивости мусковита в метапелитах и *PT*-область анатектических расплавов частично перекрываются еще до давлений, характеризующих переход от андалузита к дистену. Мигматиты появляются и в мусковитовой зоне некоторых комплексов андалузит-силлиманитового типа, которые по ряду признаков можно классифицировать как переходные в отношении величин давления. В метаморфических комплексах пониженных давлений зона мигматитов, как правило, совпадает с зоной силлиманит-биотитовых гнейсов, а мусковитовая зона полностью лишена мигматитов.

Эти факты согласуются с экспериментами (Althaus et al., 1970), показавшими возможность плавления в мусковит-кварцевых породах уже при $P=4$ *кбар* водного давления. Используя эти данные и соответствующую систему расчетов (Добрецов, 1966), можно сделать вывод, что плавление в мусковитовой зоне андалузит-силлиманитового типа возможно только тогда, когда доля воды в поровом флюиде составляет не менее 0,9. Для дистен-силлиманитового типа метаморфизма соответствующий нижний предел отношения $P_{H_2O}:P_{общ}$ может опускаться до 0,75—0,8. При более бедных водой флюидах плавление в мусковитовой зоне невозможно ни при каких давлениях.

Вряд ли можно сомневаться в том, что образование подавляющего большинства мигматитов идет с непременным участием расплава. Толкование их как продуктов анатексиса сейчас представляется наиболее приемлемым, и если и не общепринято, то поддерживается большинством петрологов (Mehnert, 1968). Поскольку во всех известных зональных комплексах дистен-силлиманитового типа зоны мигматитов и кварц-мусковитовых метапелитов частично перекрывают друг друга, приходится предполагать, что к моменту начала анатексиса поровый флюид в метапелитах всегда достаточно богат водой (во всяком случае, доля H_2O в нем превышает 75%).

Здесь уместно вернуться к проблеме первично магматического мусковита. Дискуссионные аспекты ее нами уже рассматривались (Добрецов и др., 1970). Однако сейчас по данному вопросу появились новые материалы. Характерно, что важнейшие из аргументов против существования магматического мусковита приходится теперь отбросить. В первую очередь, отсутствие мусковита во вкрапленниках эффузивов и гипабиссальных пород сейчас уже нельзя рассматривать как явление, противоречащее возможности кристаллизации мусковита из расплавов.

Как было недавно доказано (Соболев и др., 1970), богатые водой сравнительно низкотемпературные магмы (а именно с ними только и можно связывать магматический мусковит) не могут излиться на поверхность или внедриться в близповерхностные горизонты. Такие магмы при снижении давления быстро кристаллизуются и поэтому не перемещаются высоко вверх (во всяком случае, в области с давлением менее 1 *кбар* уже происходит их полная кристаллизация).

В качестве дополнительной аргументации в пользу магматического мусковита можно привлечь данные по слюдоносным пегматитам, которые, в силу их практической ценности, изучены сейчас довольно хорошо (Родионов, 1959; Гинзбург, Родионов, 1960; Соколов, 1970; Великославинский и др., 1963). Их геологические и морфологические особенности определенно свидетельствуют о том, что такие пегматиты формируются из расплава, причем именно анатектического, образованного на месте или в непосредственной близости, а не внедренного извне. Это отчетливо фиксируется по зависимости состава этих пегматитов от характера окружающих толщ (Шуркин и др., 1962; Карский, 1965; Другов, 1968), а также по тому, что для слюдоносных пегматитов часто не устанавливается связи с каким-либо «материнским интрузивом».

Вмещающими для мусковитовых пегматитов являются обычно породы, относящиеся к ставролит-дистеновой субфации (Гинзбург, Родионов, 1960). Это характерно для всех районов их распространения (Карелия и Мурманская область, Мамский район, Бирюсинская глыба, а также Бразилия, Индия и США). В Мамском районе, по данным Ю. М. Соколова (1970), эта приуроченность проявляется особенно ярко. В зоне распространения дистеновых пород мусковитовые пегматиты широко распространены, тогда как в силлиманитовой зоне пегматиты не содержат мусковита. Последняя особенность слюдоносных пегматитов наиболее отчетливо указывает на магматическую природу их мусковита [1]. «Гидротермальные» гипотезы не в состоянии объяснить приуроченность мусковитоносных пегматитов к комплексам повышенных давлений, тогда как этот факт логически вытекает из предположения о магматической кристаллизации мусковита. Данные изучения включений в мусковите пегматитов (Никаноров, Михайлов, 1964) тоже свидетельствуют в пользу этого. Гомогенизация первичных включений в них соответствует температурам 320° С и выше. С поправкой на давление как минимум в 4—6 *кбар* (до *PT*-поля дистена), учитывая экспериментальные данные (Holser, Kennedy, 1958; Burnham et al., 1969), приходится предполагать температуру кристаллизации не ниже 650—700° С, т. е. в области возможных расплавов.

Реакционные соотношения мусковита с другими минералами пегматитов и гранитов, которые выдвигаются в качестве довода в пользу его вторичной метасоматической природы, также легко объяснить с позиций магматического генезиса. Как показано В. С. Соболевым (1964_2), минералы вблизи *PT*-кривых их разложения должны плавиться инконгруэнтно. Поэтому в некотором интервале давлений мусковит кварцсодержащих пород может кристаллизоваться из расплавов главным образом только за счет перитектических реакций (рис. 5, *б*, *в*, *г*). Продукты таких реакций морфологически совершенно неотличимы от метасоматических реакционных образований.

С повышением давления плавление мусковита должно перейти к конгруэнтному типу (см. рис. 5, *д*). При каких давлениях это

[1] Это точка зрения В. В. Хлестова. По мнению редактора, метасоматическое образование мусковита в пегматитах является доказанным. Хотя некоторые доводы, основанные на отсутствии мусковита во вкрапленниках эффузивов, теперь действительно следует пересмотреть, возможность магматического (пусть и реакционного) мусковита в гранитах и пегматитах в высшей степени сомнительна и положения, сформулированные в прежних работах, остаются в силе.— *Прим. ред.*

происходит, сказать пока трудно. Имеющиеся на этот счет экспериментальные данные (Segnit, Kennedy, 1961) неполны и противоречивы. Судя по результатам одной серии опытов, можно заключить, что мусковит в присутствии кварца плавится инконгруэнтно вплоть до 20 *кбар*, тогда как из другой серии следует, что его плавление конгруэнтно, начиная уже с 6 *кбар*. Неоднозначность результатов, скорее всего, связана с несовершенством использованной экспериментальной установки типа «поршень — наковальня», допускающей частичную утечку воды.

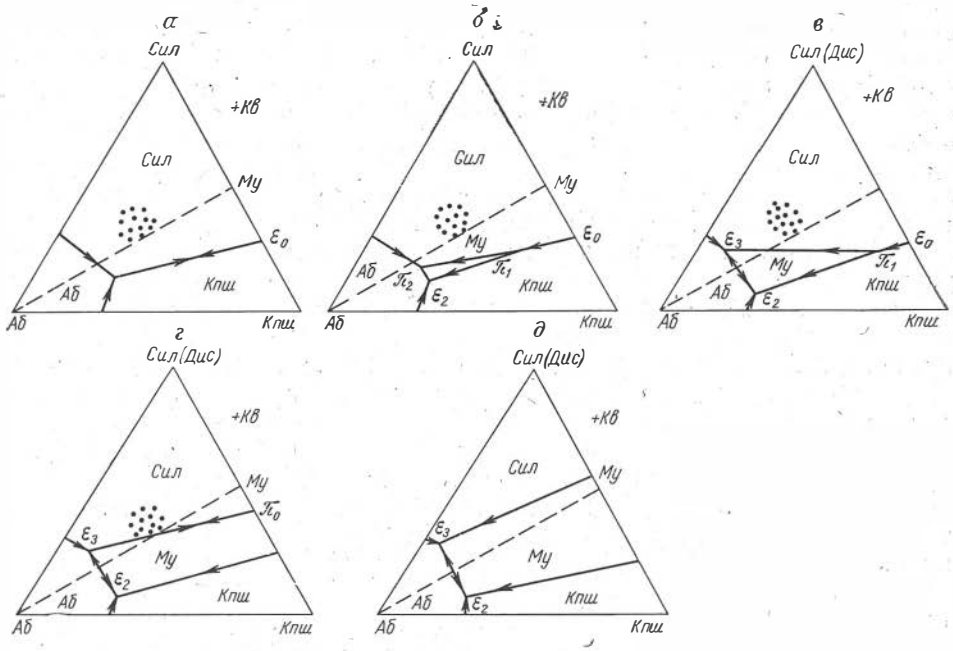


Рис. 5. Зависимость диаграмм плавкости для системы $K_2O—Na_2O—Al_2O_3—SiO_2—H_2O$ (при избытке кварца) от давления

Последовательность *а—б—в—г—д* отвечает постепенному возрастанию давления. Точки: ε — эвтектические, π — перитектические

Повышение давления расширяет на диаграммах плавления поле кристаллизации мусковита, даже если он инконгруэнтен (см. рис. 5). Это существенно в том отношении, что с повышением давления расширяется область составов расплавов, из которых мусковит кристаллизуется непосредственно, а не за счет перитектических реакций. В то же время уменьшается доля «реакционного» мусковита. По-видимому, надо предполагать, что если образование крупных кристаллов слюды, представляющих практический интерес, связано с магматическим этапом, то оно происходит главным образом при «непосредственной» кристаллизации, а не в ходе перитектических или эвтектических реакций. Поэтому можно ожидать, что промышленно наиболее ценные мусковитоносные пегматиты тяготеют к особо повышенным давлениям. Однако не приходится отрицать, что здесь значительную роль могли играть и процессы постмагматической перекристаллизации слюды.

Характерной особенностью мигматитов дистен-силлиманитовых комплексов является отчетливое преобладание плагиомигматитов. Их калишпатсодержащие разности не играют здесь сколько-нибудь заметной роли. В метаморфических комплексах андалузит-силлиманитового типа количественные соотношения этих двух разновидностей мигматитов существенно иные. Плагиомигматиты отмечаются в основном лишь в тех из них, где мигматиты появляются уже в мусковитовой

зоне, т. е. в комплексах, переходных по величинам давления. Среди мигматитов в зонах биотит-силлиманитовых гнейсов калишпатсодержащие разности являются несомненно преобладающими, они практически полностью вытесняют плагиомигматиты.

Такую зависимость состава мигматитов от величины давления легко объяснить, рассмотрев диаграмму плавления, отвечающую различным давлениям (см. рис. 5). Для одной и той же области составов исходных пород (показано точками) составы начальных выплавок различны в зависимости от давления. При малых и умеренных давлениях (см. рис. 5, *а*, *б*) начальные выплавки (отвечающие, соответственно, точкам эвтектики ε_1 и перитектики π_2) содержат в своем составе избыток калишпатового компонента. При повышении давления состав начальных выплавок все более смещается в сторону уменьшения содержания калия (точка эвтектики ε_3) и переходит в область составов, кристаллизация которых дает бескалишпатовые плагиомигматиты.

Тенденции изменения характера начальных выплавок могут объяснять не только особенности мигматитов в различных комплексах, но, возможно, служат также причиной возникновения гранитоидных магм с разнообразными соотношениями натрия и калия.

Если процесс частичного плавления не ограничивается образованием одних лишь начальных выплавок, а продолжается до несколько более высоких температур, ход изменения состава палингенного расплава весьма различен при малых и высоких давлениях. В первом случае изменение идет вдоль линии ε_0 (см. рис. 5, *а*), а во втором — вдоль линии $\varepsilon_3\pi_0$ (см. рис. 5, *г*). Наиболее существенно здесь то, что при высоких давлениях образующийся расплав гораздо богаче глиноземом. Это можно привлечь в качестве одного из возможных объяснений генезиса высокоглиноземистых гранитов, хотя, конечно, для проверки этого предположения требуются дополнительные данные.

Начало анатексиса в условиях дистен-сланцевой фации сопровождается частичным «осушением» окружающих толщ — снижением P_{H_2O} во флюиде за счет «отсасывания» воды образующимся расплавом. Этот эффект здесь еще более значителен, чем при умеренных давлениях, так как с повышением $P_{общ}$ растворимость воды в расплаве увеличивается. Возможны даже случаи, когда анатексис приводит к снижению $P_{общ}$, если на предшествующих стадиях $P_{фл}$ превышало литостатическое давление. Похожая на это картина зафиксирована в хр. Хан-Хухэй в МНР (Кепежинскас и др., 1972), где дистен, присутствующий в среднетемпературных зонах, в области мигматитов и гранито-гнейсов сменяется андалузитом.

§ 6. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ДИСТЕНСОДЕРЖАЩИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Возраст толщ, включающих образования дистен-сланцевой фации, охватывает очень широкий интервал. Древнейшие из них, например система Дарвар в Южной Индии, отвечают киватинию (более 2,5 млрд. лет; Парфенов, 1970). Наиболее поздние проявления метаморфизма дистен-сланцевой фации известны в зонах альпийской складчатости (Памир, Гималаи, Альпы). Здесь абсолютные возрастные датировки составляют 10—15 млн. лет. Хотя в этих случаях не исключено постметаморфическое «омоложение» и в таких зонах нередко наблюдаются сочетания толщ, блоков и покровов различного возраста, — все же иногда на основе органических остатков удается установить вполне достоверно, что в отдельных местах метаморфизму подверглись породы, по крайней мере, не древнее перми (Дюфур и др., 1970). Очевидно, во многих случаях метаморфизованы и мезозойские образования.

Промежуточные по возрасту среднетемпературные дистенсодержащие толщи (отвечающие байкальской, каледонской и герцинской эпохам) очень широко распространены. Таким образом, можно заключить, что *PT*-условия дистен-сланцевой фации реализовались в течение геологической истории Земли многократно, без заметного тяготения к каким-либо крупным геологическим периодам.

Несколько иная картина наблюдается в отношении высокотемпературных дистен-гнейсовых образований. Все они относятся к докембрийским толщам. Для них весьма характерна и определенная специфика тектонического положения: практически во всех случаях они приурочены к структурам типа срединных массивов в складчатых областях различного возраста (платформа Эриа в Шотландии, Чешский и Кокчетавский массивы, ваханская серия на юго-западном Памире и др.). В этом отношении усматриваются определенные аналогии между дистен-гнейсовыми толщами и двупироксен-гнейсовыми комплексами архейских щитов. Некоторое сходство их геологического положения связано, по-видимому, с тем, что для образования (и сохранения) пород дистен-гнейсовой фации, как и для формирования двупироксеновых гнейсов, необходимо существенное «обезвоживание» метаморфических толщ, чтобы на регрессивных этапах они не заместились более низкотемпературными продуктами (в первую очередь, на стадии кристаллизации анатектических расплавов). Это обусловливается тем, что парагенезисы дистеновых гнейсов устойчивы только при $P_{H_2O} \ll P_{фл}$ [1].

В подавляющем большинстве случаев невозможно рассматривать дистеновые гнейсы как синхронные высокотемпературные части в зональности с широким диапазоном зон (начиная, скажем, от зон биотита и хлорита). Дистен-гнейсовые толщи, как правило, слагают самостоятельные блоки, оконтуренные дизъюнктивами, и по степени метаморфизма внутри либо практически однородные (например, ваханский комплекс Памира, Кокчетавский массив), либо включающие дополнительно лишь ближайшие по *PT*-условиям наиболее высокотемпературные ступени фации дистеновых сланцев (например, Беломориды, Центральный Французский массив). В этом тоже есть определенная аналогия с двупироксен-гнейсовыми комплексами.

В тех немногих случаях, когда дистен-гнейсовые образования отмечаются в областях полно представленной зональностью, есть основания связывать их появление со структурами типа окаймленных куполов, в ядре которых обнажаются ранее метаморфизованные толщи.

Для проявлений метаморфизма дистен-силлиманитового типа характерно заметное тяготение преимущественно к миогеосинклинальным, существенно терригенным толщам. Хотя это не жесткое правило, а всего лишь некоторая статистическая закономерность, в ряде случаев она выражена весьма отчетливо. Для смежных близких по возрасту миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных областей иногда фиксируется, что с переходом от первой ко второй дистен-силлиманитовый тип метаморфизма сменяется андалузит-силлиманитовым (например, в р-не Новой Англии в США, в В. Саяне; таковы же, вероятно, соотношения Бадахос-Кордовского и Арасенского метаморфических поясов на юго-западе Испании). Однако в целом, очевидно, нет никакой резкой грани между этими двумя типами метаморфизма и возможны разнообразные промежуточные случаи. В этом отношении показательно большое число примеров, когда андалузит и дистен сосуществуют в одних и тех же породах и часто без всяких видимых признаков взаимо-

---

[1] Соответствующие проблемы и возможные объяснения в применении к двупироксен-гнейсовым комплексам рассмотрены нами в книге «Фации регионального метаморфизма умеренных давлений».

замещения, а также отдельные пространственные переходы от дистен-силлиманитового типа к андалузит-силлиманитовому в пределах тектонически единых блоков и стратиграфически и литологически сопоставимых толщ (Кепежинскас, 1971). Это свидетельствует о существовании непрерывного спектра *PT*-условий в интервале этих двух типов метаморфизма. Реализация того или иного из них зависит лишь от некоторых колебаний количественных характеристик факторов метаморфизма (величина теплопотока, скорость нагрева, литология осадков и т. п.), а не обусловлена резкими принципиальными различиями соответствующих метаморфических процессов.

Соотношения с интрузивным магматизмом и проявлениями анатексиса (мигматизация и пр.) для дистен-силлиманитового типа в целом почти те же, что и для андалузит-силлиманитового. Анатектические граниты тяготеют к самым высокотемпературным частям зональности (вблизи силлиманитовой изограды) и, если и перемещаются в соседние более низкотемпературные зоны, то, как правило, на весьма ограниченные расстояния. Внедрение гранитоидных интрузий в верхние этажи почти всегда относится к постметаморфическим этапам.

Более раннее появление мигматитов и несколько более натровый характер анатектических выплавок здесь также обусловлены не какими-то особыми внешними причинами (например, иным составом «метаморфизующего» мантийного флюида), а теми же самыми различиями *PT*-условий метаморфизма.

Соотношения дистен-силлиманитового и глаукофанового типов метаморфизма менее определенны. Каждый из них наиболее отчетливо проявляется в своих специфических по составу толщах и притом в породах разных температурных ступеней. Первый сейчас надежно фиксируется лишь по среднетемпературным зонам метапелитовых комплексов, тогда как второй — в низкотемпературных метабазитах и метаграувакках. Как уже говорилось, среднетемпературные метабазиты являются пока практически «немыми» в отношении оценок возможных колебаний давления. Поэтому еще нельзя сколько-нибудь определенно говорить о существовании или отсутствии комплексов промежуточных по типу метаморфизма между глаукофановыми и дистен-силлиманитовыми.

Те немногие случаи, когда они пространственно довольно тесно ассоциируют, относятся (например, Альпы) к геологически очень сложно построенным областям, где многие соотношения недостаточно ясны и возможны разнообразные трактовки (синхроничный метаморфизм в единой зональности, или наложение продуктов одной стадии метаморфизма на продукты другой, или параллельно два типа метаморфизма в разных структурно-фациальных зонах и др.). Обращает на себя внимание только тот факт, что в таких примерах дистен-сланцевые среднетемпературные толщи представлены субфацией особо повышенных давлений (Хрд-Би-Му).

Что касается временной последовательности различных типов метаморфизма, то здесь следует сразу сказать, что надежные данные имеются только в отношении проявлений таких типов в различных структурно-фациальных зонах (хотя иногда и очень тесно сближенных пространственно). При этом для подобных случаев, естественно, можно зафиксировать самые разнообразные последовательности, поскольку для каждого из типов метаморфизма есть датировки в очень широком интервале возрастов.

Для единых структурно-фациальных зон пока неизвестны достоверные примеры наложения одного типа метаморфизма на другой, хотя в настоящее время наблюдается вполне определенная тенденция к поискам общих закономерностей в последовательности проявлений метаморфизма различных типов (Судовиков и др., 1970).

Описанные многочисленные случаи псевдоморфоз дистена по андалузиту[1], скорее всего, не результат подобного наложения, а всего лишь отражение прогрессивной последовательности превращений для единого этапа метаморфизма (промежуточного по величинам давлений между типичными андалузит- и дистен-силлиманитовым). Учитывая данные об очень крутом *PT*-наклоне линии равновесия Анд — Дис и предполагаемый характер изменений *PT*-условий во времени, такая картина является вполне естественной.

Особый интерес представляют примеры, когда указанные псевдоморфозы фиксируются в зонах, направление которых резко несогласно с простиранием изоград в ныне наблюдающейся зональности (Mc Kinstry, 1949; Workman, Coyperthwaite, 1963). Но и здесь возможны предположения о том, что предшествующий этап был представлен не региональным, а контактовым метаморфизмом. Таким образом, хотя в принципе смена одного типа метаморфизма другим вполне вероятна, эмпирические данные на этот счет пока слишком неопределенны и преждевременно говорить о каких-либо общих закономерностях.

Для зональных дистен-силлиманитовых комплексов часто достоверно фиксируются проявления складчатости, предшествовавшей метаморфизму. Это, как правило, хорошо отражено в соотношениях изоград и стратиграфических и структурных элементов. Более сложные последовательности наблюдаются там, где предполагается несколько сближенных по времени этапов метаморфизма (напр., в Шотландии). Но, во всяком случае, можно предположить, что на каждом этапе значительные проявления сопутствующих процессов складкообразования являются дометаморфическими.

---

[1] Интересно, что случаи обратных превращений практически не описаны.

ГЛАВА II

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОБЗОР ДИСТЕНСОДЕРЖАЩИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЕВРОПЫ, АЗИИ, СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ, АФРИКИ, АВСТРАЛИИ И АНТАРКТИДЫ

В этой главе сведены литературные материалы, характеризующие метаморфические образования дистеновых фаций и непосредственно ассоциирующих с ними толщ в отношении минеральных парагенезисов, химизма типоморфных минералов, пространственных соотношений выделяемых метаморфических зон и т. п. Они иллюстрируют и аргументируют положения, изложенные в гл. I, а также дают представление о распространенности пород дистеновых фаций в различных регионах и могут послужить основой новых обобщений.

Детальность имеющихся минералого-петрографических данных для разных областей весьма неоднородна. Здесь основное внимание уделено в первую очередь хорошо изученным примерам.

§ 7. ЕВРОПА

ШОТЛАНДИЯ И ИРЛАНДИЯ. КАЛЕДОНИДЫ НОРВЕГИИ

Шотландское нагорье является классическим районом развития метаморфической зональности дистен-силлиманитового типа. Она впервые была описана в работах Дж. Барроу и С. Тилли (Barrow, 1912; Tilley, 1925). Материалы этих работ вошли во многие более поздние сводки (Harker, 1939; Craig, 1965; Павловский, 1958).

Дистенсодержащие комплексы известны в Шотландии в пределах каледонской складчатой области Северного и Грампианского нагорий и на территории докембрийской платформы Эриа (Павловский, 1958), к северо-западу от надвига Мойн (см. рис. 6). Среди каледонид отмечены только дистеновые сланцы, тогда как на платформе Эриа указываются дистеновые сланцы (со ставролитом, кордиеритом) и дистеновые гнейсы (южная и северная части о. Льюис; Андерсон, 1968; Davidson, 1943; Dearnley, 1963; Watson, 1969), пространственно ассоциирующие либо с эклогитами, либо с другими высокотемпературными (частично диафторированными) льюисианскими гнейсами.

На Шотландском нагорье выделяются зоны хлорита, биотита, граната, дистена, силлиманита, а в его северо-восточной части — зона андалузита, поскольку здесь дистен-силлиманитовый тип метаморфизма (тип Барроу) сменяется андалузит-силлиманитовым (тип Бахен—Абакума; Read, 1952). Для зоны дистена и особенно силлиманита характерно обильное насыщение кварц-полевошпатовыми инъекциями

(по-видимому, анатектического происхождения, хотя имеются и другие толкования; Kennedy, 1949).

Ранее метаморфическая зональность в Шотландии трактовалась как единая термальная антиклиналь с осью, слегка погружающейся к юго-западу (Kennedy, 1948). При этом смена дистена андалузитом на северо-востоке объяснялась меньшими глубинами для аналогичных изотерм (Sutton, 1960). Но в дальнейшем изучение соотношений метаморфизма и складчатых деформаций для различных участков дало

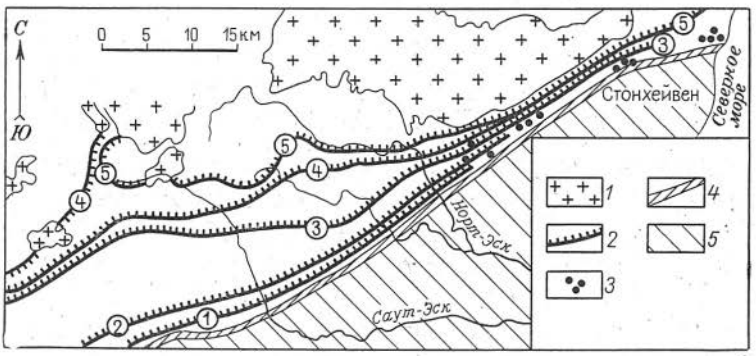


Рис. 6. Зональность в юго-восточной части Грампианского нагорья (Barrow, 1912; Chinner 1965, 1967; Harte, Johnson, 1969)

1 — граниты; *2* — изограды (1 — Би, 2 — Гр, 3 — Ст, 4 — Дис, 5 — Сил), штрихи направлены в сторону высокотемпературных зон; *3* — места проявления хлоритоида; *4* — важнейшие разломы; *5* — неметаморфизованные отложения

весьма противоречивые результаты. Были найдены свидетельства как син-, так и посттектонических и даже протектонических проявлений метаморфизма (Sutton, 1960; Chinner, 1967). Сейчас большинство исследователей склоняется к тому, что здесь было несколько (не менее трех) этапов складчатости, по-видимому, имеется несколько «пиков» метаморфизма (Sutton, 1960; Johnson, 1963; Harte, Johnson, 1969). Первый этап складчатости (и метаморфизма?) датирован возрастом примерно в 505 млн. лет, тогда как завершающие, новейшие, каледонские граниты характеризуются возрастом 390—425 млн. лет (Harper, 1967).

Зональность серии Далредиан, слагающей южную часть Шотландского нагорья, наиболее полно изучена в области, примыкающей к восточной части Окраинного разлома (рис. 6). Прогрессивная последовательность индекс-минералов здесь такова: Хл→Би→Гр→→Ставр→Дис→Сил. Типичные минеральные ассоциации по зонам следующие (Harker, 1939; Chinner, 1965, 1967).

Зона хлорита

1) Хл+Му+Аб+Кв±Хрд.

Зона биотита

2) Би±Хл+Му+Аб+Кв;
3) Би+Хрд+Му+Аб+Кв.

Зона граната

4) Гр+Би±Хл+Му+Аб+Кв;
5) Гр+Хрд±Би+Му+Кв+Аб+Ильм±Мт±Пирит

Зона ставролита

6) Ставр+Гр+Би+Муск+$Пл_{0-10}$+Кв+турмалин+Ил+Мт+Грф;
7) Хрд+Ставр+Му+Хл±Би+Аб+Кв+Рт.

Зона дистена

8) Дис+Гр+Би+Му+Пл+Кв±Ставр.

Зона силлиманита

9) Сил±Дис+Гр+Би+Му+Пл+Кв.

Имеются характеристики составов ряда минералов из различных зон (Snelling, 1957; Chinner, 1960; 1965; 1967; Mc Namara, 1965 и др.). Обращают на себя внимание высокие содержания Na_2O и Al_2O_3 в мусковите из ассоциации 7 ставролитовой зоны (соответственно 1,86 и 37,3 вес. %), при низком содержании $FeO+MgO+Fe_2O_3$ (1,85 вес. %; Mc Namara, 1965). Гранаты всех зон сравнительно бедны спессартином (MnO до 8,3 вес. % — в гранатовой зоне, 2,6—3,3 вес. % — в ставролитовой и дистеновой зонах). Железистость у граната в ассоциации 8 (со Ставр) около 84—85%, у биотита в метапелитах при переходе из зоны Ставр в зону Дис возрастает от 45—46 до 48—50% (Chinner, 1965).

Б. Стурт (Sturt, 1962) исследовал гранаты метапелитов из гранатовой и ставролитовой зон Центрального нагорья и установил, что они относятся к бедным марганцем разновидностям (от 0,6 до 2,5 вес. % MnO). Содержания CaO варьируют от 2,8 до 8,5 вес. %. Сопоставляя свои и литературные данные, Б. Стурт пришел к выводу, что суммарное содержание $CaO+MnO$ в гранатах имеет обратную корреляцию с температурами метаморфизма. При этом он предложил определять концентрацию CaO по отношению величины параметра элементарной ячейки граната к его показателю преломления и провел массовые измерения этого отношения для района к югу от оз. Лох-Туммель. Контуры изолиний оказались конформны границам зон, картируемых по индекс-минералам, и фиксируют максимальные ступени метаморфизма в осевой части нагорья, грубо параллельной Окраинному разлому.

Сведения о распространенности дистенсодержащих толщ в серии Мойн (Северное нагорье) сведены в работе Т. Клиффорда (Clifford, 1958). Там же описаны единичные случаи находок андалузита. Т. Клиффорд приходит к выводу, что значительная часть Северного нагорья отвечает зоне дистена.

Метаморфическая зональность серии Мойн наиболее полно изучена на западе Шотландии, в районе залива Лох-Сунарт и оз. Лох-Морар (Kennedy, 1949; Lambert, 1959; Butler, 1965, 1967). Здесь, как и в серии Далредиан, последовательность индекс-минералов метапелитов в прогрессивном ряду следующая: Би→Гр→Ставр→(→Дис?)→Сил.

У. Кеннеди (Kennedy, 1949) в этом же районе по минеральным ассоциациям в кальциево-силикатных породах выделяет четыре зоны:

I) биотит-цоизит-кальцитовую;
II) цоизитовую;
III) анортит-роговообманковую;
IV) анортит-пироксеновую.

Первая отвечает высокотемпературной части биотитовой зоны метапелитов и примерно половине гранатовой зоны, вторая — остальной части гранатовой зоны. Граница третьей и четвертой зон У. Кеннеди близка к изограде силлиманита.

Предельные минеральные ассоциации по зонам следующие:

I) Кв+Ка+Цо+Аб+Би+Гр±Ро;
II) Кв+Цо+Аб+Ро+Гр;
III) Кв+Би+Ро+Гр;
IV) Кв+Би+Мп+Гр.

Б. Батлер (Butler, 1967) в р-не Лох-Сунарт исследовал зависимость состава ряда минералов метапелитов от степени метаморфизма. Наиболее отчетливые закономерности получены для мусковита. От зоны биотита к зоне ставролита он заметно обогащается алюминием (от 26—30 до 31—35 вес. % Al_2O_3), содержания железа и магния в нем снижаются (от 7—10 до 3—6 вес. % $Fe_2O_3+FeO+MgO$). Отмечено также увеличение содержаний натрия в мусковите на этом же интервале зональности (от 0,2—0,5 до 0,7—1,2 вес. % Na_2O).

Дистеновые сланцы описаны и на северо-восточном продолжении каледонид Шотландии, на Шотландских островах (Read, 1934; May,

1970). Здесь тоже отмечена зональность распределения метаморфических образований различных температурных ступеней (Хл, Хрд-Дис, Дис-Ставр), но эти соотношения трактуются как следствие наложения последующих регрессивных этапов метаморфизма, хотя соответствующая аргументация не бесспорна (Read, 1934).

В далредианских толщах севера *Ирландии* дистеновые сланцы также известны. В частности, наряду со ставролитом, андалузитом и силлиманитом дистен указывается в контактовых ореолах донегольских гранитов (Pitcher, Read, 1963; Naggar et al., 1970).

Дистеновые гнейсы *Внешних Гебрид* представляют собой полиметаморфические образования, причем последние проявления метаморфизма здесь относят к Лаксфордскому орогенному циклу (возраст 1500—1700 млн. лет; Watson, 1969). Большинство работ, посвященных им, касается главным образом вопросов структурно-петрологических и общегеологических. Имеется лишь относительно скудная минералого-петрографическая характеристика дистеновых гнейсов и ассоциирующих с ними пород. Для северной части о. Льюис указываются, например, в качестве первичных минералов метапелитов Гр, Пл, Би, Дис, Сил, Антоф, тогда как Кв, Кпш и Муск связывают только с более поздним метаморфизмом (Watson, 1969). Сюда же относят часть Пл, Би и Сил. Пространственно близкие кальциево-силикатные породы представлены следующим набором минералов: Мп, Ро, Эп, Кв, Пл, Кпш (ранние) и Кв, Пл, Ро, Трем, Эп, Прт, Сф (поздние). В метабазитах: Гр, Ро, Пл, Би (ранние) и Кв, Пл, Ро, Би, Акт, Эп, Скап (поздние). Метадолериты (Мп+Гр+Ро+Би+Пл+Кв+Эп+Скап) целиком относят к позднему этапу (Watson, 1969). Подчеркивается широкая распространенность мигматитов.

В каледонидах Норвегии дистенсодержащие сланцевые толщи (с Му, Ставр) известны как на юге страны (Goldschmidt, 1921; Gjelsvik, 1952; Хольтедаль, 1957), так и в северных провинциях (Vogt, 1927; Henley, 1970). Дистен отмечен здесь во многих местах и в связи с эклогитами.

ИСПАНИЯ И ФРАНЦИЯ

На территории Испании дистенсодержащие толщи известны в ряде мест. На северо-западе, в Галисии, они описаны как в докембрийском массиве Кабо-Ортегаль, где с ними ассоциируют эклогиты (Tex, Vogel, 1962; Vogel, 1967), так и в его герцинском обрамлении (Capdevila, 1968). На юге Испании, в области альпийской складчатости, дистен присутствует в зональных комплексах Кордильеры Бетико, Сьерры-Невады и Сьерры-де-лос-Филабрес (Boulin, Chenevoy, 1968; Puga, 1970; Nijhuis, 1964). Низкотемпературные зоны включают здесь Гл, парагонит, Хрд, а более высокотемпературные — Ставр, Олиг — андезин, Гр и даже Сил, который, правда, относят к более раннему (герцинскому или каледонскому) этапу метаморфизма.

На юго-западе Испании, в южном сегменте испанских герцинид, располагается обширный — до 350 *км* длиной (включая прилегающие районы Португалии) — Бадахос-Кордовский метаморфический пояс дистен-силлиманитового типа (Bard, 1967, 1970). В 30—50 *км* к юго-западу от этого пояса протягивается примерно параллельно ему Арасенский метаморфический пояс андалузит-силлиманитового типа.

В герцинидах Пиренеев андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма является несомненно доминирующим (Гитар, 1970; Добрецов и др., 1972). Дистен отмечен здесь лишь как спорадический минерал, присутствующий наряду с андалузитом, силлиманитом и кордиеритом, в частности, в Арьежских Пиренеях — массив Сен-Бартелеми (Fonteilles, 1964) и в р-не мыса Креус (Autran, Guitard, 1970).

На территории Франции дистенсодержащие толщи наиболее широко распространены в Центральном массиве, где их пояс протягивается на 200—230 *км* от Орийака и почти до Лиона (Aubouin et al., 1968). Практически они здесь известны по всему обрамлению массива Канталь, а также в Верхней Луаре (Lasnier, 1968) и на северо-западе Центрального Французского массива — в р-не Изерша (Velde et al., 1970).

Дистеновые сланцы (с Му и Ставр) описаны и на п-ове Бретань, на Армориканском массиве (районы Бо и Локмине, департамент Мор-

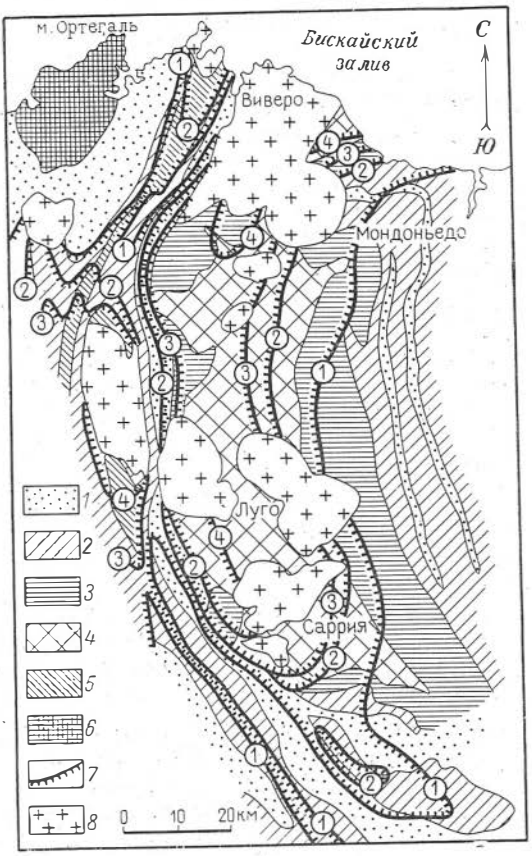


Рис. 7. Схематическая геологическая карта Северо-Восточной Галисии (Capdevila, 1968)

1 — ордовик и силур; *2* — верхний кембрий; *3* — средний кембрий; *4* — верхний докембрий (терригенный); *5* — верхний докембрий (порфироиды); *6* — нижний докембрий массива Кабо-Ортегаль; *7* — изограды (1 — Би, 2 — Гр, 3 — Ст, 4 — Сил), штрихи направлены в сторону высокотемпературных зон; *8* — герцинские граниты

биан; Cogne, 1961; Fonteilles, 1965). С ними пространственно ассоциируют хлоритоидные и глаукофановые породы (Velde, 1967). На юге Франции дистен (наряду с Сил, Анд, Ставр, Гр) известен в зональном метаморфическом комплексе хр. Мор (примерно 40—50 *км* к северо-востоку от Тулона; Lougnon, 1952; Gueirard, Pailler, 1971); он отмечен также на востоке страны в высокотемпературных гнейсовых толщах Вогез (Hameurt, 1967).

Метаморфическая зональность, включающая дистен, на территории Испании лучше всего охарактеризована в Северо-Восточной Галисии (Capdevila, 1968). Здесь метаморфизм представлен переходным типом от андалузит-силлиманитового к дистен-силлиманитовому, поскольку андалузит и дистен встречаются вместе. В поясе длиной около 150 *км* откартированы зоны Хл, Би, Гр, Ставр и Сил (рис. 7). Мигматизация отмечается во всей зоне силлиманита и в некоторых прилегающих участках зоны ставролита. Дистен и андалузит появляются впервые в высокотемпературных частях зоны граната. Ставролит (+Кв), кроме собственной зоны, устойчив и в части силлиманитовой зоны. Указываются отдельные находки хлоритоида вплоть до зоны ставролита (ее

низкотемпературная часть). Кордиерит не отмечен. Описана зональность состава в зернах гранатов (ядро заметно богаче марганцем), которая нарушается вблизи кварцевых микровростков (Bizouard et al., 1970).

Возраст метаморфизма датируется по радиологическим определениям в 301±8 млн. лет (прогрессивный этап) и в 276±9 млн. лет (регрессивный этап; Capdevila, 1968).

Метаморфическая зональность, откартированная по метапелитам, с переходом от дистеновых сланцев к дистеновым гнейсам описана в районе Изерна (северо-западная часть Центрального Французского массива; Velde et al., 1970). Здесь наиболее высокотемпературная зона шириной около 5—7 *км* протягивается как осевая часть термальной антиклинали. Предельный минеральный парагенезис ее следующий: Сил±Дис+Би+Гр+Муск+Кв±$Пл_{40-50}$±Кпш. С северо-востока и юго-запада зона обрамляется двумя симметричными зонами (6—15 *км* шириной), в которых силлиманит в указанном парагенезисе целиком вытесняется дистеном. В южной части выделяется третья зона, характеризующаяся ассоциацией Гр+Ставр+Би+Муск+Дис+Кв+$Пл_{20-30}$ (Roques, 1943). Мусковит метапелитов центральной силлиманитовой зоны содержит (в вес.%): Al_2O_3 — 33,53; TiO_2 — 1,37; Fe_2O_3+FeO+MgO — 3,3; Na_2O — 0,77; H_2O — 4,3. В мусковите дистеновых гнейсов, соответственно: Al_2O_3 — 37,0; TiO_2 — 0,34; Fe_2O_3+FeO+MgO — 2,96; Na_2O — 1,48; H_2O — 4,83 (Velde et al., 1970). Гранат ставролитовых пород имеет N=1,805; a=11,547 Å. Метабазиты на этом участке представлены амфиболитами, в некоторых случаях с силлиманитом (Амф+Сил+Пл+Би± ±Кв±Сф, Ил; Амф+Мп+Эп+Пл±Кв±Сф, Ил; Гр+Би+Амф+Пл+ +Кв+Сф±Эп) и эклогитоподобными породами (Гр+Мп+Амф+Пл+ +Кв+Сф±вторичный Скап; Гр+Мп+Амф+Дис+Кв+Рт; Гр+Мп+ +Рп+Амф+Ол). Последние две ассоциации указываются только как реликтовые (Briére, 1920; Velde et al., 1970). Гранаты метабазитов содержат до 25% пироповой молекулы при 15—28% Са-компонента.

АЛЬПЫ И ИТАЛИЯ

Наиболее обширны и лучше всего изучены проявления дистенсодержащих толщ в центральной части альпийской дуги (Пеннинские и Лепонтинские Альпы, район к северу от оз. Лаго-Маджоре) (Niggli, 1912; Forster, 1947; Plas, 1959; Niggli, 1960, 1970; Chatterjee, 1961; Wenk, 1962; Niggli, Niggli, 1965; Trommsdorff, 1966; Hunziker, 1966; Reinhardt, 1966; Peyronel, Boriani, 1967; Schwander, Wenk, 1967; Joos, 1969; Wenk, Keller, 1969; Boriani, 1970). Полоса дистеновых сланцев после некоторого перерыва протягивается дальше к востоку, в Австрию и северо-восточные провинции Италии. Они известны в кантоне Граубюнден (в районе перевала Флюэла), в Штубайерских и Эцтальских Альпах, в высоком Тауэрне, в Альто-Адидже (Streckeisen, 1928; Purtscheller, 1969; Коржинский, 1966; Gregnanin, Piccirillo, 1969). Для этих областей характерно присутствие андалузита наряду с дистеном, которые западнее, в районах, непосредственно примыкающих к зонам развития глаукофанового метаморфизма, не отмечаются.

Дистеновые сланцы (со Ставр и Муск±Сил) описаны в Лигурийских Альпах (массив Калиццано, ~50 *км* к западу от Генуи), где они пространственно ассоциируют с гранатовыми амфиболитами (Гр+Ро+ +Клц+$Пл_{23-26}$+Кв+рудные минералы; Reinsch, 1966). Здесь же отмечаются находки кордиерита с силлиманитом.

На юге Италии известен зональный метаморфический пояс, охватывающий горы Пелоритани (северо-восток Сицилии) и массив Аспромонте (Калабрия). Здесь в наиболее высокотемпературных зонах описаны дистеновые сланцы (Дис±Би+Муск+Пл+Кв±Ставр, Гр,

Сил, Анд) и наблюдается пространственный переход от андалузит-силлиманитового к дистен-силлиманитовому типу зональности (Dubois, Truillet, 1970; Ferla, Negretti, 1969). В образцах с Анд+Сил+Дис отмечается следующая последовательность кристаллизации: Дис→Анд→Сил.

В Центральных Альпах выделяется ряд метаморфических зон, сменяющих друг друга с севера на юг и фиксируемых по появлению пяти главных индекс-минералов: Стильп, Хрд, натровых амфиболов, Дис и Сил (зона силлиманита примыкает с юга к крупному Пеннинскому (?)

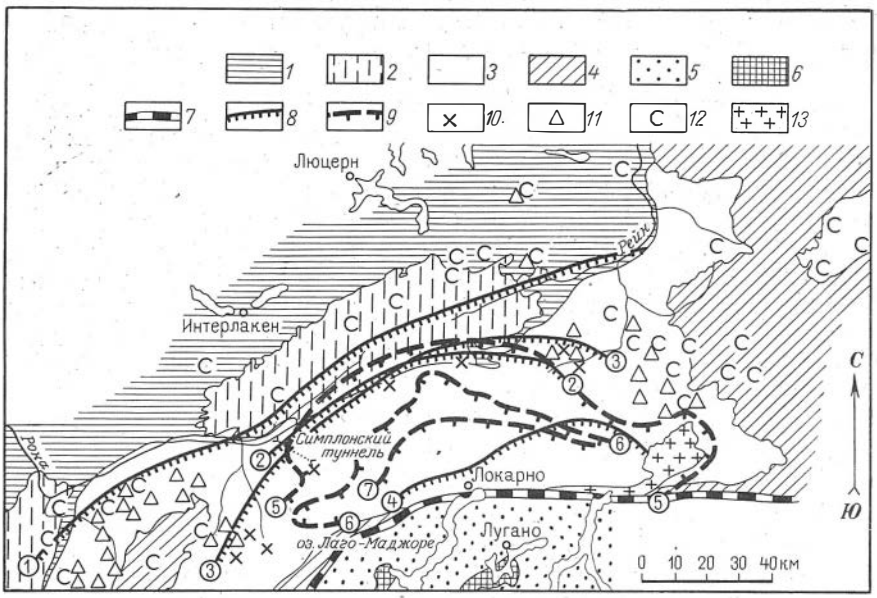


Рис. 8а. Метаморфическая зональность дистен-силлиманитового типа в районе Центральных Альп (Niggli, Niggli, 1965; Trommsdorff, 1966; Schwander, Wenk, 1967)

1 — Гельветская зона (P—T); *2* — Центральный массив (допалеогеновый); *3* — Пеннинский покров; *4* — Восточно-Альпийский покров; *5* — Южно-Альпийский блок (MZ и др. кристаллические образования); *6* — пермские эруптивы; *7* — важнейшие зоны разломов; *8* — изограды метапелитов (1 — Хрд, 2 — Ст, 3 — Дис, 4 — Сил); *9* — изограды карбонатных пород (5 — олигоклаза, 6 — битовнита, 7 — Ди и Фо); *10* — места проявления Хрд в дистеновой зоне; места проявления: *11* — натровых Амф, *12* — Стильп, *13* — граниты массива Бергель

разлому; Niggli, 1960, 1970; Niggli, Niggli, 1965)[1]. Контуры зон, откартированных по метапелитам (рис. 8*а*), в общих чертах повторяются и изоградами карбонатных пород и амфиболитов (Wenk, 1962; Schwander, Wenk, 1967; Wenk, Keller, 1969; Trommsdorff, 1966).

Зоны хлоритоида и натрового амфибола (ряд рибекит — глаукофан) практически совпадают, отвечая приблизительно одной степени метаморфизма, но для пород различного состава. Дистен вместе с хлоритоидом встречен в немногих случаях. В зоне дистена присутствуют следующие минералы (Niggli, 1960): бурый и зеленый Би, Му, кислый и основной Пл, Микр, Кв, обычная Ро, Ди, Эп, Гр (Альм и Грос); отмечается также Пар (с Дис+Ставр; Hügi, 1965). Площадь распространения ставролита почти совпадает с зоной дистена (см. рис. 8а). В северной, внешней части зоны дистена встречен маргарит. В зоне силлиманита дистен обычен (кроме восточной части зоны, вблизи массива Бергель, где указываются находки кордиерита; Niggli, Niggli, 1965; Trommsdorff, 1966). Для этой зоны характерно присутствие молодых

[1] В последней работе содержится наиболее полная библиография по метаморфизму этого района (до 1965 г.).

пегматитов и магматической «гранитизации» (многочисленных инъекций гранитоидного материала). В пределах зоны силлиманита (+Дис) в районе Локарно и Мезокко описаны эклогиты (Forster, 1947; Kündig, 1926).

Сопоставление метаморфической зональности карбонатных пород и метапелитов в Центральных Альпах показывает очень близкое положение олигоклазовой изограды к ставролитовой и дистеновой (см. рис. 8а). Практически в этой же части прогрессивной зональности (лишь при несколько меньших T) фиксируется и переход До+Кв→Тр+ +Ка (Trommsdorff, 1966). Близкие контуры имеет и зона распространения скаполита в мраморах. Внешние границы ее почти совпадают с олигоклазовой изоградой.

Более высокотемпературные превращения сопровождаются появлением диопсида и форстерита в карбонатных породах: Трем+Дол→ →Фо+Ка и Тр+Ка+Кв→Ди. Обе реакции здесь характеризуют примерно одну и ту же температурную ступень (Trommsdorff, 1966). Соответствующая изограда располагается в зоне дистена (см. рис. 8а).

Появление волластонита отмечается только восточнее массива Бергель. Эпидот характерен для многих карбонатных пород из всех зон. Вне зоны диопсида и форстерита мраморы включают преимущественно парагенезис Трем+Ка+Дол±Би, Скап, Пл, Ро, Сф, анкерит, Муск. Для известково-силикатных пород обычна ассоциация: Кв+Скап+Би+ +Муск+Эп+Пл+Ка±Ро.

К югу от изограды Ди и Фо набор минеральных парагенезисов разнообразнее (Trommsdorff, 1966).

1) Ро+Ди+Скап+Эп+Пл+Кв+Ка±Сф;
2) Ди+Би+Пл+Скап+Ка+Кв;
3) Везувиан+Гр+Ди+Ка+Сф;
4) Фо+Ди±Трем+Хл+Дол+Ка+клиногумит;
5) Шп+Фо+Хл+Фл+Ка+Дол+хондродит+клиногумит;
6) Антоф+Фо+Ди+Трем+Ка±Дол, Фл;
7) Гр+Цо+Пл+Би+Ка;
8) Фо+Пл+Ди+Трем+Скап+Ка+Дол.

Н. Чаттерджи (Chatterjee, 1961) детализировал геологию участка Швейцарских Альп в районе Симплонского туннеля, включая и примыкающую итальянскую территорию. Здесь на протяжении 25 *км* он выделяет четыре метаморфические зоны с увеличением степени метаморфизма к юг-юго-востоку. Эта зональность охватывает как дотриасовый комплекс пород, так и мезозойские метаморфиты. Границы зон прямо не связаны с контактами разновозрастных толщ.

В двух северных наиболее низкотемпературных зонах присутствуют ассоциации альбита с эпидотом, кальцитом и кварцем. В третьей зоне в аналогичном парагенезисе обычен олигоклаз, тогда как в самой южной зоне отмечаются плагиоклазы с содержанием анортитового компонента более 30%. Две северные зоны приблизительно соответствуют зоне хлоритоида, выделенной Э. Ниггли (Niggli, 1960), а две южные — зоне Дис. Ниже приведен перечень основных парагенезисов для зон, выделенных Н. Чаттерджи.

I. а) Хл+Му+Аб+Кв+(+Ка+Кпш);
   б) Хл+Му+Эп+Кв (+Хрд);
   в) Дол.+ангидрит+Хл+Му (+Кв);
   г) Дол+Кв+рибекит (+Аб).
II. а) Хл+Му+Би+Аб+Кв (+Кпш);
   б) Му+Би+Эп+Аб+Кв(+Ка);
   в) Хл+Би+Кв (+Эп+Хрд);
   г) Хл+Му+Би+Акт+Эп+Аб+Кв;
   д) Хл+Му+Би+Альм+Хрд+Аб+Кв.
III. а) Му+Пл+Кпш+Кв;
   б) Хл+Му+Би+Эп+Пл+Кв;
   в) Хл+Му+Би+Хрд+Альм+Эп+Пл+Кв;
   г) Му+Эп+Пл+Кв+Ка;

д) Хл+Би+сине-зеленая Ро+Эп+Пл+Кв (+анкерит);
е) Му+Би+Альм+сине-зеленая Ро+Ка+Кв.

IV. а) Му+Би+Пл+Кв (+Кпш);
б) Му+Би+Альм+Пл+Кв;
в) Му+Би+Эп+Пл+Кв+Ка (+Альм);
г) Му+Би+Альм+Ставр+(+Дис)+Эп+Пл+Кв;
д) Му+Би+Ставр+Дис+Сил+Эп+Пл;
е) Му+Би+Альм+Дис+Эп+Пл+Кв (+Ка);
ж) Дол+ангидрит+Му(+Фл+Тр).

В домезозойском кристаллическом фундаменте Эцтальских и Штубайерских Альп (Австрия) детально изучена метаморфическая зональность по метапелитам среднетемпературных ступеней (Purtscheller, 1969). Здесь оконтурены области распространения важнейших парагенезисов глиноземистых пород. В плане изограды не совпадают со стратиграфическими границами (рис. 8б). Наряду с дистеном и силлиманитом здесь

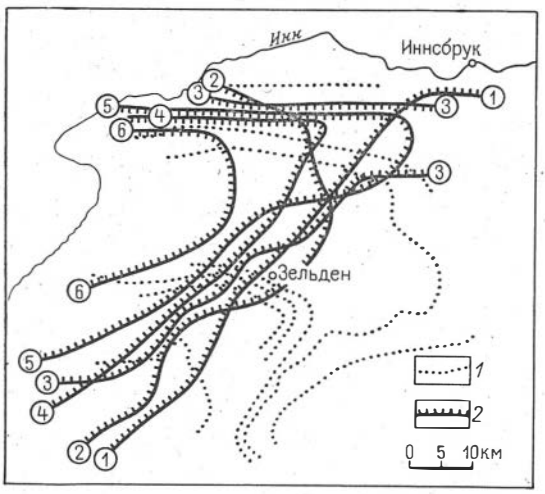


Рис. 8б. Метаморфическая зональность дистен-силлиманитового типа в районе Эцтальских и Штубайерских Альп (Purtscheller, 1969)

1 — некоторые маркирующие горизонты; *2* — изограды (1 — верхняя по *T* граница распространения Хрд, 2 — то же для Гр+Ст+Би+Му±Хрд+Пл++Кв+Рудн, 3 — то же для Гр+Дис++Ст+Бн+Му±Хрд+Пл+Кв+Рудн; 4— нижняя по *T* граница распространения Гр+Ст+Сил+Дис+Би+Му+Пл+Кв±±Хрд+Рудн, 5 — то же для Гр+Сил++Ст+Би+Му+Кв+Пл+Рудн+Хрд, 6 — то же для Гр+Сил+Би+Кв+Му+Пл±±Хрд+Рудн)

часто встречается андалузит. При этом подчеркивается, что широко распространены признаки превращений типа Анд→Сил и Анд→Дис, тогда как случаи развития силлиманита по дистену не зафиксированы. Это связывается с тем, что изменение *PT*-условий во времени шло на прогрессивной стадии примерно вдоль *PT*-кривой моновариантного равновесия Сил+Дис.

В кварцевых желваках иногда отмечается кордиерит. Глиноземистым гнейсам дистеновой зоны пространственно сопутствуют эклогиты. Абсолютный возраст гнейсов колеблется от 95 до 480 млн. лет. Предполагается несколько (до трех) этапов метаморфизма; первый отвечает каледонскому времени. Ф. Пуртшеллер считает, что появление хлоритоида здесь целиком связано с наложенным метаморфизмом.

ЧЕШСКИЙ МАССИВ И ЕГО ОБРАМЛЕНИЕ

Дистенсодержащие сланцевые и гнейсовые толщи описаны во многих участках Молданубикума (Коржинский, 1966; Dudek, Suk, 1965; Hoffman, Trdlička, 1961; Kodym, 1961; Krupička, 1968; Scharbert, 1963, 1964, 1967; Schreyer, 1966; Suk, 1964, 1969; Vejnar, 1966; Matejovska, 1967, 1970). Дистеновые гранулиты хорошо известны в Гранулитовых горах (Саксония), откуда они и получили название (Eskola, 1921; Scheumann, 1936, 1961; Behr, 1961; Pietzsch, 1962). Сходные образования отмечены в Северо-Западных Судетах — Совьи горы (Smulikowski, 1959; Jonca, 1960; Kozlowska-Koch, 1960; Juskowiak, Ryka, 1960; Gro-

cholski, 1967). Здесь с ними пространственно близко ассоциируют и дистен-сланцевые толщи (с Гр, Ставр, Анд±Сил; Dziedzicowa, 1966), полоса которых, по-видимому, протягивается еще на 70—80 *км* далее к юго-востоку в Высокий Есеник (Stelcl, 1968).

Кристаллические толщи всего Чешского массива (включая Гранулитовые и Совьи горы) трактуются как полиметаморфические. Ранний этап метаморфизма и складчатости датируют здесь докембрием (молданубская и кадомская фазы; Матвеевская, 1970; Шатский и др., 1962; Suk, 1964; Dudek, Suk, 1965). При этом к докембрию относят как высокотемпературные дистеновые гнейсы (гранулиты), так и зональные сланцеватые толщи с дистеном. С более поздними этапами варисцийской складчатости, сопровождавшимися образованием многочисленных крупных тел гранитоидов и полей мигматитов, иногда связывают появление андалузита и кордиерита, а часто также признаки интенсивного, хотя пространственно неоднородного диафтореза древних молданубских толщ.

Типичные гранулиты Молданубикума и Гранулитовых гор представлены минеральным парагенезисом Дис±Сил±Шп+Гр+Пл$_{25-40}$+Кпш (микропертит)+Кв. Биотит присутствует иногда в небольших количествах. С гранулитами часто пространственно ассоциируют гиперстенсодержащие гнейсы (Al_2O_3 в Гип до 5 вес. %), пироксеновые амфиболиты, пироповые перидотиты и серпентиниты, а также эклогиты и эклогитоподобные породы (Гр+Мп+Лабрадор). Кордиерит в дистеновых гнейсах известен только в Совьих Горах (Гр+Би+Дис+Сил+Корд+Олиг++Кпш+Кв; Grocholski, 1967).

Д. С. Коржинский (1966) отмечает, что гранулитовые комплексы Чешского массива отличаются от высокотемпературных гнейсовых толщ Алдана и Индии, ставших сейчас эталонными в отношении гранулитовой (двупироксен-гнейсовой в нашей терминологии) фации. Это замечание особенно показательно и может служить дополнительным подтверждением высказанного выше положения о том, что типичные гранулиты нет оснований относить к гранулитовой фации в том ее понимании, какое теперь укоренилось. Их надо классифицировать как образования самостоятельной дистен-гнейсовой фации.

Из детальных минералогических данных по гранулитам наибольший интерес представляют материалы О. Матейовской (Matejowska, 1967, 1970) по химизму гранатов и биотитов. Гранаты ассоциации Гр+Дис+Сил+Би+Пл+Кпш+Кв+Рудн+Шп характеризуются следующими содержаниями компонентов (%): Альм — 56—78; Пир — 11—32.6: Спес — 0,9—5,3; Са-компонент — 3,8—10,7. Отмечена зональность зерен граната: в их внешних частях содержание железа увеличивается, а содержание кальция и отчасти магния уменьшается. В биотитах из тех же пород содержания компонентов составляют: TiO_2 — 3,3—5,5 вес.%, SiO_2 — 35,7—37,7, Al_2O_3 — 16,2—18,7%, H_2O — 2,1—3,45%, F — до 0,7%.

Пример зональной сланцевой дистенсодержащей толщи описан в западной части Молданубикума (Vejnar, 1966). В районе Домажлице (Западно-Чешская обл.) зональность картируется в прогрессивной последовательности (с востока на запад) по изоградам биотита, граната, ставролита, дистена, силлиманита и силлиманита±кордиерита (рис. 9). Однако силлиманит(±кордиерит) иногда появляется здесь не только в двух последних зонах, но и на участках, картируемых как зоны биотита, ставролита, граната. В этих случаях он явно тяготеет к контактовым ореолам тел варисцийских гранитов, диоритов и габбро. В аналогичной позиции отмечается и андалузит (см. рис. 9). З. Вейнар трактует это как наложение варисцийского контактового метаморфизма на ранее сформировавшуюся региональную метаморфическую зональность, причем подтверждает это предположение анализом соотношений полиморфов Al_2SiO_5.

Слагающие район толщи датируются на участке к западу от основной линии разлома ранним протерозоем — поздним археем (собственно молданубские отложения), а на восток от разлома — альгонкием (домажлицкий кристаллический комплекс; Vejnar, 1966).

М. Сук (Suk, 1964, 1969) описал комплекс парапород, располагающийся на территории между среднечешским и среднемолданубским варисцийскими гранитными массивами. Преобладающими на большей

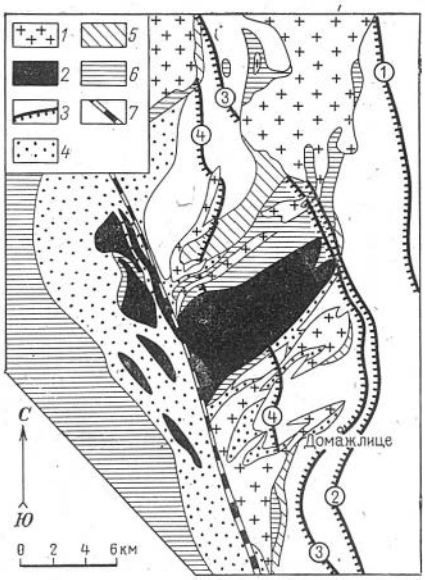


Рис. 9. Метаморфическая зональность вблизи Домажлице, Западно-Чешская обл. (Vejnar, 1966)

1 — варисцийские граниты; *2* — диориты и габбро; *3* — изограды (1 — Би, 2 — Гр, 3 — Ст, 4 — Днс). Поля распространения: *4* — Сил, *5* — Анд, *6* — Корд+Сил; *7* — важнейшие разломы

ее части являются биотитовые и силлиманит-биотитовые гнейсы (парагенезис: Кв, $Пл_{10-35}$±Кпш, Би, Му±Сил±Гр). Вблизи гранитоидных массивов породы данного комплекса представлены мигматитами. В них появляются андалузит и кордиерит (особенно обильно вблизи Средне-Молданубского массива), увеличивается роль калишпатсодержащих пород.

В отношении мусковита, отмечаемого повсеместно, автор не дает указаний о степени его развития в качестве вторичного минерала. В меридиональной полосе, примыкающей к зоне разломов на линии Влашим — Чипов, где роль мусковита в породах особенно велика, указываются также находки ставролита и дистена. Северо-восточнее, на продолжении этой полосы отмечаются эклогиты (район Краловице).

Автор для описанной территории, как и для других районов Молданубикума, предполагает два этапа метаморфизма, считая, что породы первого этапа сохранились только в центральной ее части, вдали от гранитоидных массивов.

КАРПАТЫ И БАЛКАНЫ

Дистенсодержащие толщи известны в древнем кристаллическом основании альпийских структур Западных, Восточных и Южных Карпат, а также в Родопском, Сербско-Македонском и Пелагонийском массивах (Белев, 1967; Бойко, 1970; Вергилов, 1960; Кожухаров, 1968; Кожухаров и др., 1961; Костов и др. 1962; Boyadjiew, 1969; Dimitrijevič, 1969; Giusca et al., 1969: Kahan, 1968; Kahan, Hvozd'ara, 1967; Kamenicky, Krist, 1969; Pomirleanu et al., 1965; Raffaelli, Magdalenič. 1970; Savu, 1970; Savu et al., 1967; Vendl, 1932; Vrana, 1964). Имеются данные о присутствии зональных дистен-сланцевых комплексов (с Муск,

Ставр) и в древних толщах некоторых небольших срединных массивов динарид, например в Бание (Хорватия), где они пространственно ассоциируют с эклогитами и перидотитами (Raffaelli, Magdalenič, 1970).

В Западных Карпатах породы дистеновых фаций проявлены в Когутской и Татранской зонах (Словацкие Рудные горы и Западные и Высокие Татры). В Когутской зоне дистен и хлоритоид отмечены в метаморфизованных верхнепалеозойских отложениях, в приконтактовых частях фаунистически охарактеризованной магнезитовой формации (московский ярус) и перекрывающих ее метааркозов (C_3—P; Vrana, 1964). Важнейшие парагенезисы, в которых они встречены:

1) Кв—Сер—Хрд—Хл—Би;
2) Кв—Сер—Хрд—Дист;
3) Сер—Хрд—Гр. Обычны также Ру, Турм, Ап.

Прогрессивный характер метаморфизма (поскольку часто отмечается развитие биотита за счет хлоритоида) и посткинематическое образование дистена и хлоритоида автором обосновываются. Важным представляется вывод о том, что в процессе метаморфизма мощность перекрывающих толщ не превышала 5 *км*, на основании чего делается заключение о значительном повышении геотермического градиента на этом этапе (60° С/*км* или более). Характерно, что на соседних участках Низких Татр в мезозойских метабазитах развиваются лавсонит-пренит-пумпеллиитовые парагенезисы (Vrana, Vozar, 1969).

В Татранской зоне дистен связан с более древними (докембрийскими, по Будай и др., 1963) образованиями и встречается в более высокотемпературных ассоциациях (с Сил, Ставр, Гр, Муск; Kahan, 1968; Kamenicky, Krist, 1969).

В Восточных Карпатах дистен (со Ставр, Гр) отмечается в доверхнепалеозойских толщах Мармарошского массива (белопотокская свита; Бойко, 1970). В Южных Карпатах полоса кристаллических пород, содержащих дистен (+Гр, Ставр, Би, Муск, Кв, ±Сил), протягивается примерно на 200 *км* от хр. Семеник через Себешские горы до хр. Фогараш (Pomirleanu et al., 1965). Их датируют также палеозойскими (Шатский и др., 1962) или более древними — добайкальскими (Giusca et al., 1969; Povelescu, Povelescu, 1969).

В горах Семеник описана сложная в плане метаморфическая зональность типа Барроу (Savu et al., 1967). Наиболее низкотемпературная биотитовая зона (с Хл) в этом районе тяготеет к осевой части синклинальной структуры. Ширина зоны до 5—6 *км*. Последующие прогрессивные зоны картируются по изоградам граната, ставролита, дистена, силлиманита. Между двумя последними проводится дополнительная изограда по исчезновению ставролита. Ширина зоны граната от 2 до 8 *км*, зоны ставролита около 4 *км*, зоны дистена (со Ставр) 9—15 *км*, зоны дистена (без Ставр) 5—7 *км*, зоны силлиманита не менее 2 *км*. В районе развиты тела гранитоидов, не обнаруживающих какой-либо связи с планом метаморфической зональности. В последних двух зонах развиты мигматиты.

Полоса дистенсодержащих толщ (с Гр, Ставр, Би, Муск) от гор Семеник протягивается к югу в Восточную Сербию (зона Текия-Сип). Здесь с ними пространственно ассоциируют эклогиты (Dimitrijevič, 1969). В метапелитах древнейшего комплекса Сербо-Македонского массива дистен указывается наряду с разнообразными минералами (Пл, Кв, Сил, Корд, Ставр, Би, Муск, Ро, Кпш — в связи с мигматизацией). Однако более детальная характеристика их парагенезисов отсутствует. В сопутствующих амфиболитах отмечаются гранат, клинопироксен и местами ортопироксен. В то же время указываются кварцсодержащие доломитовые мраморы. По-видимому, можно предполагать здесь зональную картину метаморфизма.

В дистенсодержащих толщах Пелагонийского массива силлиманит и кордиерит не отмечаются, но указываются гранат и ставролит. Встречены гранатовые разности амфиболитов.

В Родопском массиве нижние члены разреза, датируемые археем (?) и сопоставимые с древнейшими толщами Сербо-Македонского массива, характеризуются преобладанием силлиманит-мусковитовых разностей среди метапелитов и широким развитием мигматитов (Boyadjiew, 1969). Более молодые толщи (протерозой) содержат дистен-ставролит-гранатовые парагенезисы. Отмечаются признаки полиметаморфизма. Цифры абсолютного возраста для обоих комплексов отвечают 25—50 редко 70 млн. лет (Йорданов и др., 1962). В то же время для Сербо-Македонского массива указан возраст до 234—450 млн. лет (Dimitrjievič, 1969).

БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

На Балтийском щите дистенсодержащие метаморфические комплексы широко распространены как среди древнейших архейских беломорских образований, так и среди карелид и свеко-феннид (Кратц, 1960, 1963; Харитонов, 1958, 1966; Шуркин и др., 1962; Богданов и др., 1966; Волотовская, 1947; Судовиков, 1935; Вяюринен, 1959 и др.).

Для Беломорского района характерны, по-видимому, более высокотемпературные условия метаморфизма. Здесь наряду с типичными дистеновыми сланцами описаны калишпатсодержащие ассоциации дистеновых гнейсов[1]; в сопутствующих породах отмечены гиперстен и жедрит, среди метабазитов широко распространены друзиты, большие площади слагают поля мигматитов и мусковитоносных пегматитов. Наиболее распространенными среди метапелитов являются Би-Гр-Дис плагиогнейсы, среди амфиболитов — гранат-пироксеновые (+Пл+маложелезистый Эп и Кв) разности (Шуркин и др., 1962).

В Би-Гр-Дис породах беломорского комплекса наряду с основными минералами указываются ставролит и кордиерит (Жданов, 1959). Биотит в ассоциации с гранатом и кордиеритом имеет $Ng = 1{,}598$, $Np = 1{,}559$. Породы, содержащие одновременно дистен, гранат и кордиерит, отмечены в Кандалакшском районе (Харитонов, 1958). Здесь же (устье р. Канды), по данным Б. М. Куплетского (Тимофеев, 1935), присутствуют гранат-дистеновые гнейсы (с Микр и $Пл_{28-29}$, в небольшом количестве содержится Муск). С ними ассоциируют гранат-роговообманковые плагиогнейсы со скаполитом ($+Пл_{65}$), биотит-роговообманковые ($\pm$Ка), двуслюдяные и гранат-биотитовые гнейсы. Тот же комплекс пород развит и в районе Кыма-тундры. Анализ мусковита дал следующие результаты (вес.%, Тимофеев, 1935): Al_2O_3 — 33,29; Fe_2O_3 — 2,63; FeO — 1,05; MnO — 0,10; MgO — 0,74; Na_2O — 0,72.

Детальные характеристики минеральных парагенезисов пород ряда участков Беломорья содержатся в работах Н. А. Игнатьева (1934, 1948), В. И. Лебедева (1951, 1955, 1959) и др. Часть этих материалов приведена ниже.

В окрестностях с. Шуерецкого (~25 *км* к северу от г. Беломорска) метаморфическая толща сложена сильно дислоцированными слюдяными и роговообманко-слюдяными гнейсами (основание разреза), а также биотитовыми, дистен-биотит-гранатовыми и биотит-ставролитовыми сланцами с линзами амфиболитов (Игнатьев, 1934). На контакте амфиболитов и дистеновых пород развиты гранатовые и дистеновые жедрититы.

---

[1] Заслуживает внимания сравнительно малая распространенность силлиманита, что, возможно, связано с пониженными парциальными давлениями воды на стадии распада мусковита.

Состав амфиболитов: зеленая Ро+Гр (50% Альм, 20% Пир, 16% Са-компонента, 3% шорломита и 1% Спес)+Би+$Пл_{30-43}$+Кв+Мт± ±Сф±Рт±Дис±Эп. Указываются случаи развития роговой обманки по биотиту. Среди жедритов отмечаются многоминеральные парагенезисы: Жедр (Ng=1,658, Np=1,642, $2V$=78°, Al_2O_3 — 15,48, Na_2O — 0,77 вес.%; железистость около 35%)+Гр (65% Альм, 24% Пир, 8% Са-компонента, 2% шорломита и 1% Спес)+Дист+зеленый клиноамфибол (с Ng=16°, $-2V$=60°, $Ng-Np$=0,017)+темно-бурый Би+Кв+Мт.

В районе Пулонгских озер (~20—15 *км* к юго-востоку от ст. Полярный круг) среди преобладающих здесь гранат-биотитовых плагиогнейсов (Гр+бурый Би+$Пл_{32-35}$+Кв+Мт+апатит) иногда отмечаются дистенсодержащие разности. Микроклин и мусковит появляется только в связи с пегматоидными инъекциями (Игнатьев, 1948).

Амфиболиты этого района включают ассоциацию: Гр+зеленый Амф (Ng=18—26°, $-2V$=73—86°, $Ng-Np$=0,023)+Би+Пл (андезин — лабрадор)+Кв+Сф. В некоторых из них указывается скаполит (мейонит с $Ng-Np$=0,037). Выходы метаморфизованных габбро и габбро-норитов представлены типичными друзитами. Вокруг оливина ($2V$= =79—82°, $Ng-Np$ =0,040—0,041) в них развивается двойная пироксеновая кайма: энстатит (Ng=1,680, Np=1,670) и буроватый авгит (Ng= =1,715, Np=1,691). Отмечаются также $Пл_{55}$, Амф (в каймах между Пл и Амф), красно-бурый Би, Кв, Мт.

На п-ове Карташ (Керетский район) довольно широко распространены редкие для Беломорья различные амфибол-карбонатные породы, образовавшиеся предположительно за счет изменения основных пород (Лебедев, 1955). Они слагают пластово-линзообразные тела длиной от 1—2 до 100 *м* и более, при мощности от нескольких сантиметров до 40 *м*. Вмещающими для них являются разнообразные по количественным соотношениям минералов гранат-амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы; наиболее типичен парагенезис: Гр (N=1,785)+зеленая Ро+коричневый Би+олигоклаз — андезин+ Эп+Кв+Сф.

Среди карбонатсодержащих пород выделяется несколько разновидностей.

1. Карбонат-антофиллит-актинолитовые породы с небольшим количеством шпинели (N=2,08) и флогопита (Ng=1,600). Карбонат неоднороден и представлен главным образом брейнеритом (Ng=1,715). В мелких жилках иногда присутствует анкерит (?) (Ng=1,691). Помимо жилок карбонат с меньшим, чем для брейнерита, показателем преломления отмечается и в виде мелких вростков. Анализ карбоната показал общее соотношение Mg : Fe : Ca : Mn от 907 : 128 : 94 : 4 до 928 : 109 : 48 : 1. Ромбический амфибол представлен типичным антофиллитом (Al_2O_3 — 1,15 вес.%; Mg : Fe=81 : 19, Ng=1,646, Np=1,621, $-2V$ — большой). Актинолит также беден глиноземом (Al_2O_3 — 2,77 вес.%), слабо окрашен (Ng=1,654, Np=1,627, cNg=17°; в других образцах Ng до 1,645, Np до 1,619). В некоторых образцах пород этого типа (с пониженным содержанием Акт) отмечается ромбический пироксен (реликты?).

2. Ряд карбонатсодержащих пород включает доломит (Ng=1,686). Указываются минеральные ассоциации: Дол+Мп (cNg=43°)+Акт; Дол+Рп (Ng=1,686, Np=1,662, $2V$=90°)+Акт+рудный; Дол+Ка.

3. Для известняков о. Мраморного характерен парагенезис (Косой, 1936): Ка+Дол+светло-зеленый Амф+Ди+$Пл_{30-100}$±Скап±Кв. На контактах с окружающими амфибол-гранатовыми гнейсами образуются зоны скарнирования, включающие гранат-диопсидовые породы. Карбонат-антофиллит-актинолитовые тела иногда контактируют с гранатсодержащими породами: Гр (N=1,770—1,775)+Ант+Акт+Би+Пл+Кв.

В редких случаях аналогичные породы содержат порфиробласты дистена. Описаны единичные находки слюдитов с розовым корундом, темно-зеленым турмалином ($Ng=1{,}650$) и плагиоклазом.

В Енском районе Кольского полуострова (гора Куропта и др.) среди других дистенсодержащих пород указываются разновидности, включающие микроклин (ассоциация: Гр+Би+Дис+$Пл_{23-32}$+Микр+ +Кв; Жданов, 1959). При этом дистен иногда наблюдается в кварцевых жилках, рассекающих крупные кристаллы микроклина. Вместе с дистеном встречается и силлиманит. В гранат-биотит-дистеновых плагиогнейсах отмечаются новообразования мелкопризматического дистена вокруг зерен плагиоклаза и внутри них (в последнем случае одновременно наблюдаются мелкие вростки кварца в плагиоклазе).

По Карельскому берегу Кандалакшского залива широко распространены друзиты (Федоров, 1904; Строна, 1929; Лебедев, 1951), отмечающиеся только среди гнейсовой толщи архея. Они залегают в форме небольших линзовидных тел, согласных с вмещающими гнейсами. Площадь их редко превышает сотни квадратных метров. Характерны структуры будинажа. В составе друзитов (Строна, 1929): Рп ($2V$ от +75 до —53); Мп ($2V=49$—$61°$, $cNg=39$—$43°$, $Ng-Np=0{,}020$—$0{,}024$), Пл (лабрадор—андезин), Ол, Гр, Ро, красно-бурый Би, Ру, рудный минерал, апатит. Наиболее многоминеральные ассоциации включают все перечисленные фазы. В безоливиновых разностях иногда отмечается кварц. Указывается одна ассоциация со шпинелью: Рп($2V$ от +87 до —85) +Мп+Ол+Шп+Рт+Мт+Би.

Структура пород в отдельных случаях сохраняет реликты офитовой, но часто является типично друзитовой — с рядом реакционных каемок между минералами. Наиболее четко фиксируются три типа каемок:

1) между Ол и Пл двойная кайма Рп (в контакте с Ол) и Мп (в контакте с Пл);
2) между Пл и Ол двойная кайма Рп (у Ол) и Гр (у Пл);
3) между Рп и Пл двойная кайма Ро (у Рп) и Гр (у Пл).

Между оливином и рутилом иногда развивается кайма красно-бурого биотита. В. И. Лебедев (1951) показал, что различия в типах друзитовых каемок связаны с особенностями химического состава соответствующих пород и в первую очередь с отношением содержаний в них железа и магния: при FeO : MgO (мол.) более $1/2$—$1/3$ — каймы первого типа, при FeO : MgO, равном $1/3$—$1/4$ — каймы второго типа.

В друзитовой серии помимо пород основного ряда (габбро-нориты, габбро) указываются и ультраосновные разности, не содержащие плагиоклаза. В них, как правило, ортопироксен преобладает над оливином. Кроме того, обычны клинопироксен, красно-бурый биотит, хромит, магнетит. Часто присутствует слабо окрашенная роговая обманка. Для пород характерна сильная вторичная серпентинизация. В районе Ругозера известны (Машковцев, 1927) породы с парагенезисом ромбического пироксена, зеленой шпинели и магнезита (возможно, вторичного). Распространены также и относительно более кислые породы: габбро-лабрадориты и гиперстеновые диориты.

Гранаты друзитов, по данным Г. М. Саранчиной (1946), имеют $N=1{,}775$—$1{,}802$. В. И. Лебедев (1959) указывает гранаты с $N=1{,}756$ в ассоциации с пироксенами, амфиболом и кислым плагиоклазом (при этом отмечаются симплектитовые срастания последнего с клинопироксеном). Плагиоклаз во многих случаях замутнен и в проходящем свете бурый (в отраженном — белый). Иногда замутненные участки имеют вид отчетливых кайм вокруг фемических минералов (Саранчина, 1948).

На контактах с вмещающими мигматитами и на участках инъецирования лейкократовым материалом друзиты сильно амфиболизируются,

переходя в гранатовые, диопсид-гранатовые, скаполит-полевошпатовые амфиболиты. Некоторые из амфиболитов содержат антофиллит, у которого $2V=79—83°$ (ассоциации: Антоф+Ро+Би+Гр+кислый Пл+Кв). В амфиболитах, как правило, не сохраняются первичные текстурно-структурные черты друзитов.

Для гранатов дистеновых сланцев (Гр+Би+Дис+Пл+Кв±Муск) указываются следующие колебания содержаний компонентов (%): Пир — 17—27, Са-компонент —7,5—13, Спес — 2—4,1 (Шуркин и др., 1962; Никаноров, Михайлов, 1969). При этом более железистые гранаты несколько богаче кальцием.

Среди карелид Кольского полуострова дистеновые сланцы широко распространены в синклинорных структурах Кейв и зоны Колмозеро — Воронья (Харитонов, 1940; Мирская, 1960; Суслова, 1962; Бельков, 1963; Токарев, 1963; Гарифулин, 1967). Для синклинория Кейв, протягивающегося почти на 200 *км*, преобладающими среди метапелитов являются гранат-слюдяные сланцы: Гр+Би+Муск (+Ставр+Дис)±Пл+ +Кв+рудный. В отдельных местах наряду с дистеном (или вместо него) указывается силлиманит. В числе рудных минералов: Мт, Ил, пирротин (52,3--52,7% ат. S), халькопирит. Описаны хлоритоидсодержащие породы (Хрд+Гр+Ставр+Муск+Кв+рудный+Сф и Сил+ Гр+Ставр+Кв+Муск+Грф+Сф+Рт; Суслова, 1959). Отмечаются также метапелиты, включающие хлорит (+Ставр, Му, Би, иногда +Гр), но зональность метаморфизма в пределах синклинория, очевидно, не наблюдалась. Мигматиты отсутствуют среди глиноземистых пород свиты Кейв. Широко распространены псевдоморфозы дистена по хиастолиту.

Среди метабазитов обычны гранатовые амфиболиты. В пачках карбонатных пород отмечены кварцсодержащие доломитовые мраморы (с Трем, Ди, андезином, Микр, Би; характерно развитие Ди и Трем по Дол). Для граната метапелитов с дистеном содержание CaO доходят до 2,72 вес.% ($f=85\%$). В анализированных образцах ставролита $f=86{,}5\%$, хлоритоида — $f=94\%$ (Бельков, 1963; Суслова, 1962). Для мусковитов содержание Na_2O составляет 1,63—3,05 вес.%, Al_2O_3 — 36,5—38,4%; $FeO+MgO+Fe_2O_3$ — 0,65—1,2% (богатые Al_2O_3 слюды содержат больше Na_2O и меньше Fe и Mg).

В зоне Колмозеро — Воронья отмечаются появление кордиерита (Ст+Гр+Корд+Дист±Сил) и большая распространенность силлиманита (Токарев, 1963; Токарев, Гарифулин, 1966). Зафиксированы псевдоморфозы дистена по хиастолиту (Гарифулин, 1967). В карелидах Карелии дистен встречается в северных и центральных районах. На юге, как и в прилегающих областях Финляндии, характерен метаморфизм андалузит-силлиманитового типа (Судовиков и др., 1970).

В Северо-Карельском раойне описаны редкие парагенезисы ставролита и дистена с роговой обманкой и куммингтонитом (Московченко, 1968; Пинаева, 1970).

1) Дис+Ставр ($Ng=1{,}745—1{,}750$; $Np=1{,}734—1{,}738$)+Гр ($N=1{,}795—1{,}797$)+Ро ($Ng=1{,}673$, $Np=1{,}647$)+Би ($Ng=1{,}610—1{,}615$)+$Пл_{50}$+Кв+Рт+Турм (на контакте со Ставр у Пл более основная кайма);
2) Ставр ($Ng=1{,}745—1{,}748$)+Ро ($Ng=1{,}676—1{,}680$)+Кум ($Ng=1{,}665$, $Np=1{,}637$)+ +Гр ($N=1{,}793—1{,}795$)+Би ($Ng=1{,}620—1{,}623$)+$Пл_{55-60}$+Кв.

Гранат в первом парагенезисе содержит (вес.%): CaO — 4,0; MgO — 5,46; MnO — 1,14; железистость ставролита (по анализу) составляет 68 ат.%, железистость роговой обманки 37%.

Среди карелид Лапландской зоны большие площади сложены дистеновыми сланцами в пограничной области Финляндии и Швеции, в районах Колари — Киттиля. Здесь они входят в состав зональных метаморфических толщ. Помимо дистена, на среднетемпературных ступенях указываются андалузит, ставролит, гранат, при повышенных

температурах — силлиманит (Вяюринен, 1959). Сходные толщи известны и восточнее, в бассейне р. Кемийоки, в районе Ораярви — Савукоски и на границе Финляндии с СССР, в южном обрамлении Гранулитового массива (Вяюринен, 1959; Eskola, 1952). В свеко-феннидах Южной Финляндии дистен- и ставролитсодержащие сланцы описаны в районе г. Лахти (Вяюринен, 1959).

УРАЛ И КАВКАЗ

В пределах Уральского складчатого пояса дистен-сланцевые толщи известны во многих районах: на Приполярном Урале, в бассейне р. Кожим (Дис+Хрд+Муск±Хл+Кв+Гем+Рт; Тимонина, 1970); на Среднем Урале, в Салдинском гнейсовом комплексе (Грачев, Грачева, 1969) и в Уфалейском массиве (Кейльман, 1963, 1969; Лутц, Минеев, 1967); на Южном Урале, в обрамлении Ларинского и Миасского гнейсовых куполов (Чесноков, 1967), на Уфимском вале (со Ставр), вблизи Каслинского завода, к северу от оз. Окункуль, на Борисовских сопках (Игумнов, Кожевников, 1935; Кузнецов, 1963).

Дистен описан и в докембрии Мугоджар (Ефимов, Бурд, 1970). Здесь дистеновые сланцы (Дис+Му+Би+Кв+Пл±Гр, Ставр, Сил) пространственно ассоциируют с другими образованиями высоких давлений: эклогитами (Гр+Омф+Рт±Амф), эклогитоподобными (Гр++Мп+$Пл_{53-65}$+Ро+Цо+Рт) и корунд-гранат-флогопитовыми (Гр++Кор+Фл+$Пл_{46-50}$+Рт) породами. Для этих же участков характерно присутствие мусковитовых пегматитов и небольших тел антофиллитсодержащих серпентинитов (с корундом и сапфирином ±Фл, Дол, Ка, магнезит, Та, Акт).

Дистеновые толщи лучше всего изучены в Уфалейском массиве и его обрамлении. Здесь они частью также представлены ставролит- и гранатсодержащими разностями и пространственно ассоциируют с мусковитовыми пегматитами, гранатовыми, пироксеновыми (±Эп), эпидот-гранатовыми и эпидот-биотитовыми амфиболитами (Лутц, Минеев, 1967). В древнем ядре массива (уфалейская свита) присутствуют, по-видимому, более высокотемпературные дистеновые плагиогнейсы (без Ставр и Муск).

На Кавказе дистеновые сланцы известны в западной части оси Главного Кавказского хребта, в верховьях рек Белой, Санчаро, Лаштрак (Кекелия, 1966; Чхотуа и др., 1968; Кекелия, Махарадзе, 1970), а также на южном склоне хребта, в верховьях р. Долра (Дист ассоциирует с Сил±Анд по Дис?, Корд или Гр; Джавахишвили, 1964) и в бассейнах рек Кодори и Бзыбь (Дис+Ставр; Чхотуа, 1938). Для Центрального Кавказа характерны толщи андалузит-силлиманитового типа без проявлений дистена (Соловьев, 1958).

Дистеновые сланцы западной части Главного Кавказского хребта изучены наиболее полно. Здесь они выходят в ядрах двух субширотных антиклинальных структур, включающих поля мигматитов и мелкие тела плагиогранитов и разделенных синклиналью, сложенной зеленосланцевыми образованиями (выделяются промежуточная гранатовая и ставролитовая зоны). В северной антиклинальной структуре преобладают андалузит-силлиманитовые разности сланцев, тогда как в южной дистен более характерен. Типичные минеральные парагенезисы этого участка следующие:

1) Гр+Ставр±Дис+Би+Муск+$Пл_{15}$+Кв;
2) Анд±Гр+Би+Муск+Кв. Более редкий парагенезис — Гр+Ст+Дис+Амф.

Гранат из гранат-ставролитовых сланцев содержит 4—2—5% MnO и 1,6—2,9% CaO (Кекелия, 1966).

ЮЖНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Одним из крупнейших регионов развития дистенсодержащих толщ является южное обрамление Сибирской платформы, где они протягиваются почти непрерывной дугой на 3000 *км* от Енисейского кряжа на западе до Станового хребта на востоке (Добрецов и др., $1966_{1,2}$). Здесь развиты почти исключительно среднетемпературные дистеновые сланцы, тогда как дистеновые гнейсы нигде не отмечены, хотя имеется большое число работ с разной степенью детальности характеризующих соответствующие метаморфические комплексы (Кузнецов, 1963; Ушакова, 1966; Хильтова, 1961; Крылов и др., 1962; Дибров, 1964; Парфенов, Хлестов, 1966; Гурулев, 1964; Мануйлова и др., 1964; Лобач-Жученко, 1960; Великославинский и др., 1963; Великославинский, Петров, 1964; Великославинский, 1966; Карпов, Другов, 1967; Кузнецова, 1962; Петров, 1969; Петров, Макрыгина, 1970; Кепежинскас, Хлестов, 1970; Кориковский, 1967; Озеров, Быховер, 1936; Другова, 1962; Годзевич, 1967). Ассоциация Дис+Кпш упоминается только для высокотемпературных зон Мамского синклинория (Великославинский и др., 1963), и то в числе редких.

На северо-западной оконечности Енисейского кряжа дистенсодержащие сланцы известны в тейской серии (PR_1; Ушакова, 1966). В ее верхней свите они ассоциируют с разнообразным комплексом пород, включая мраморы и амфиболовые сланцы; нижняя свита практически полностью метапелитовая. Все описанные породы можно отнести к изофациальным условиям метаморфизма. Здесь встречаются вместе как дистен, так и силлиманит и андалузит. При этом каких-либо пространственных тенденций их распределения не установлено. Метаморфическая зональность по другим признакам также не выявлена.

Минеральные ассоциации метапелитов:

1) Анд+Дис+Сил+Ст+Гр ($N=1{,}802$—$1{,}813$, $a=11{,}518$ *кХ*)+Бт ($Nm=1{,}623$—$1{,}643$)+ +$Пл_{7-45}$+Кв;
2) Дис+Сил+Анд+Ст+Би+$Пл_{25-90}$+Кв±Клнц (в образцах с наиболее основными плагиоклазами);
3) $Гр_{80/8}$+Ст+Амф ($Ng=1{,}685$, $Np=1{,}660$, $c\,Ng=14°$)+Би ($Nm=1{,}625$)+$Пл_{91}$+Кв (редкий парагенезис);

Минеральные ассоциации мраморов:

4) Ди ($Np=1{,}677$—$1{,}692$)+Акт ($Ng=1{,}642$—$1{,}668$)+Би (Nm до $1{,}644$)+Микр+Кв+ +Ка+Клнц ($Ng=1{,}713$);
5) Ди ($Np=1{,}679$)+Акт ($Ng=1{,}642$)+$Пл_{10}$+Микр+Кв+Ка;
6) Ди($Np=1{,}672$)+Акт ($Ng=1{,}641$)+Би ($Nm=1{,}637$)+$Пл_{37}$+Микр+Ка;

Минеральные ассоциации амфиболовых сланцев:

7) Ро ($Ng=1{,}649$—$1{,}674$)+Би ($Nm=1{,}602$—$1{,}628$)+Пл (до № 66)+Кв; в ассоциациях 4—8 обычен пирротин;
8) Гр ($N=1{,}789$—$1{,}802$)+Ро ($Ng=1{,}684$—$1{,}679$)+$Пл_{47-100}$+Кв±Микр.

Соотношения ряда минералов фиксируют прогрессивные превращения (по-видимому, с параллельным повышением давления): Анд→Сил и Анд→Дис, Акт(+Кв+Ка)→Ди; Пл(+Дис, Сил+Кв)→Клц. В первой ассоциации гранат часто отчетливо зонален. В некоторых образцах отдельно замерены показатели преломления ядра (более высокий) и внешней каймы (пары, соответственно 1,812 и 1,808; 1,813—1,807 — три одинаковых случая).

Развитие дистена и кварца по плагиоклазу показывает на процессы частичного выщелачивания натрия. Процессы диафтореза наблюдаются по всей площади, они выражаются преимущественно в муско-

витизации, появлении хлоритоида (в сочетаниях Хрд+Гр+Му+Кв+ +Турм и Хрд+Ст+Сил+Му+Би+Кв), отчасти в хлоритизации.

В Восточном Саяне дистен развит наиболее обширно в Бирюсинском антиклинории (Дибров, 1964). Составляющие его породы бирюсинской серии, датируемые верхним археем или нижним протерозоем, характеризуются выдерживающимся на значительном протяжении частым чередованием гнейсов и сланцев различного состава: биотитовых, двуслюдяных, гранатовых, амфиболовых и дистеновых, а также кварцитов и кристаллических известняков. Наличие последних и хорошо выраженное слоистое строение всей толщи свидетельствуют о ее первичноосадочном происхождении.

В составе бирюсинской серии выделяются три свиты (снизу): ензинская, тепсинская и шельминская. Общая мощность наиболее полного разреза серии между реками Удой и Тагулом 4,5—5 *км* (Дибров, 1964).

Важнейшие парагенезисы ензинской свиты (Крылов и др., 1962):
1) Гр (f — 70—75% Са-комп около 10%)+коричневый Би+$Пл_{30-40}$+Микр+Кв;
2) Сине-зеленая Ро+Пл+Би+Эп+Кв;
3) Гр (N=1,795)+Ро (cNg=14°; $-2V$=80; Ng—Np=0,020)+Эп+Пл;
4) Амф (cNg=15°; Ng=1,658; Np=1,633)+зеленая Шп+Скап;
5) Ро+Би+Микр+Пл+Кв;
6) Эп+Амф+Мп (Ng=1,697; Np=1,688; cNg=38°)+Микр.
7) Флог+Ка+Тр (cNg=13°; Ng—Np=0,027);
8) Ка+Амф (Ng от 1,645 до 1,665).

В. Е. Дибровым (1964) для ензинской свиты указывается эклогитоподобная ассоциация граната с моноклинным пироксеном и амфиболом, а также отдельные находки дистена.

Тепсинская свита представлена большим разнообразием слагающих ее пород, нередко тонко переслаивающихся между собой. В ее составе различные слюдяные сланцы и гнейсы, а также амфиболовые гнейсы, амфиболиты, мраморы и кварциты.

Важнейшие парагенезисы тепсинской свиты:

1) Гр (N=1,795)+Дис+Би+Му+$Пл_{20-22}$+Кв. Иногда присутствует андалузит. В бассейне р. Ии в данной ассоциации дистен сменяется силлиманитом, в редких случаях сопровождающимся андалузитом;
2) для тепсинской свиты указан редкий парагенезис; Корд+Пл+Кпш+Би+Амф (Крылов и др., 1962);
3) Ставр+Би+Гр+Кв±Му. Породы с этим парагенезисом характерны для западной части Бирюсинской глыбы;
4) Амф (Ng=1,669—1,689; Np=1,657—1,650; $-2V$=72—84°; cNg=21—27°)+$Пл_{30}$+Эп ($-2V$=87°; Ng=1,758, Np=1,726)+Кв+Сф;
5) Гр+Амф (cNg=22°)+светло-зеленый Ди (cNg=36—38°, $-2V$=60; $Ng-Np$= =0,027)+$Пл_{35-45}$+Кв+Сф+Мт;
6) Скап (Ng=1,567; Np=1,548)+Ка;
7) Фор+Ди+Ка;
8) Ка+Ди+зеленая Ро+Эп+Сф;
9) Фор+Ди ($-2V$=60°, cNg=36—37°)+Кум+зеленая Шп.

В состав шельминской свиты входят гранат-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы, сланцы и кварциты.

Важнейшие парагенезисы шельминской свиты:

1) Гр+Би+Му+$Пл_{30-32}$+Кв;
2) Би+Му+Микр+$Пл_{23-25}$+Кв.

В. Е. Дибровым (1964) в шельминской свите указывались гранатовые амфиболиты. Амфиболитовые сланцы и гнейсы отмечались здесь также и В. Я. Хильтовой (1961). Ю. М. Соколов (1970) описывает «реликты» (?) гиперстенсодержаших пород в бирюсинской серии (Гип+Би+Кпш+Кв) и интерпретирует ее как полиметаморфическую, считая, что фиксирующийся здесь метаморфизм наложен на толщу, ранее метаморфизованную в условиях гранулитовой фации.

На Байкало-Патомском нагорье единая метаморфическая зональность охватывает обширные территории Мамского синклинория и Патомского нагорья. Ее формирование относят к каледонскому времени.

В Мамском синклинории зональность дистен-силлиманитового типа развита в толще позднедокембрийских (+нижнепалеозойских?) карбонатно-терригенных образований (см. рис. 10). Их абсолютный возраст от 320 до 390 млн. лет (Великославинский и др., 1963). Для обрамления

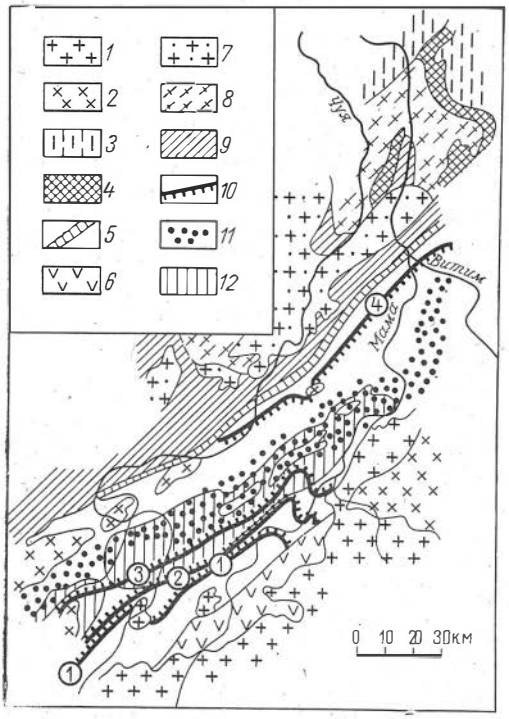


Рис. 10. Схематическая геологическая карта Мамского синклинория и его обрамления (Великославинский и др., 1963)

1 — посторогенные варисцийские гранитоиды; *2* — гнейсо-граниты мамского комплекса; *3* — патомская серия; *4* — тепторгинская серия; *5* — ставролитовый горизонт мамской серии; *6* — муйская серия; *7* — посторогенные граниты чуйского комплекса; *8* — чуйская серия; *9* — мамская серия; *10* — изограды в мамской серии (1 — Би, 2 — Гр, 3 — Сил, 4 — граница распространения пегматитов); *11* — зона обильного насыщения пегматитами; *12* — верхняя свита мамской серии

характерен более древний возраст: чуйская серия — от 380—400 до 1000 млн. лет; редкие определения дают около 1500 млн. лет и даже 2170 млн. лет. В то же время есть отдельные цифры в 307 млн. лет.

В Муйском антиклинории для метаморфических сланцев указывается возраст от 315 до 586 млн. лет, тогда как валовые пробы габброидов дают цифры 712 и 1241 млн. лет. Здесь откартированы изограды биотита, граната и силлиманита (рис. 10) и показана граница поля распространения пегматитов, которая проходит в пределах зоны граната и примерно оконтуривает дистен-ставролитовую зону. Характерно, что проявления повышенной степени метаморфизма пространственно не связаны с участками, представленными нижними членами разреза мамской серии. Скорее, можно усмотреть обратную закономерность: более высокотемпературные зоны тяготеют к ядру общей синклинальной структуры, хотя ось метаморфической зональности несколько смещена к северо-западу от оси синклинория.

Предельные минеральные ассоциации по зонам:

Зона хлорита:

1) Кв+Сер+Хл+Аб+Эп+Турм+Грф (?);
2) Кв+Сер+Хл+Аб+Карб (Ка, реже Дол);
3) Кв+Сер+Хрд+Прф.

Зона биотита:

Характерны ассоциации первой и второй зоны хлорита, но дополнительно присутствует Би.

Зона граната:

4) Дис+Хрд+Му+Кв;
5) Гр+Хрд+Ставр+Му+Кв;
6) Гр±Дис±Ставр+Би+$Пл_{28-35}$+Кв (±Ка);
7) Гр±Дис±Ставр+Би+Му+Пл+Кв (±Хл, возможно вторичный);
8) Гр±Дис±Ставр+Би+Му+Кв (±Ка);
9) Гр+Амф+Цоиз+Скап;
10) Ка+Кв+Би+Му+Пл (±Хл).

Последняя ассоциация встречается в карбонатных породах низкотемпературной части зоны и характеризуется обратной зональностью плагиоклаза (внешняя кайма — битовнит, ядро — лабрадор). Дистен и ставролит тяготеют к высокотемпературной части зоны (начиная примерно с границы поля пегматитов, причем дистен появляется несколько раньше ставролита).

Зона силлиманита:

11) Сил+Дис+Гр+Би+Пл+Кв;
12) Сил+Дис+Би+Муск+Пл+Кв;
13) Сил+Ставр+Гр+Би+Муск+Пл+Кв;
14) Сил+Гр+Би±Муск+Микр+Пл+Кв;
15) Сил+Дис+Би+Пл+Микр+Кв.

Среди железомагнезиальных пород этой зоны встречены гиперстен- и шпинельсодержащие. Анализированные гранаты из шестой и восьмой ассоциаций содержат CaO 2,1—3,0% (в редких случаях <1%), MnO 1,2—3,8 вес.%; а из ассоциаций 11, 13, 14 — 1,5—6,0% CaO и 0,7—3,3% MnO (Великославинский, 1966).

Железистость ставролита парагенезисов 6—8 и 13 в зависимости от положения в зональности меняется от 94% (самые внешние части зоны ставролита) до 83% и даже 76% (Великославинский, Петров, 1964). Гранат из девятой ассоциации содержит около 35% Грос, 5% Андр, 45% Альм, 6% Спес и 9% Пир. В биотитах метапелитов наиболее примечательно повышение содержаний SiO_2 и K_2O в сторону прогрессивных зон: SiO_2 — от 34,6—35,4% по весу до 35,7—37,0%, K_2O — от 7,6—8,25% до 8,1—9,2%. Для мусковита содержания Al_2O_3 изменяются от 34,4—34,9% до 33,2%, Na_2O от 0,4 до 1,1%, сумма $FeO+Fe_2O_3+MgO$ составляет до 2,3—2,65%.

С. Б. Лобач-Жученко (1960) в бассейне р. Бол. Чукчи (северо-восточная часть Мамского синклинория) описаны редкие парагенезисы ставролита с амфиболами. Здесь на контакте мощных толщ сильно мигматизированных биотитовых гнейсов и плагиогнейсов располагается маркирующий горизонт гранат-дистен-ставролитовых сланцев (мощность 80—100 *м*). Он сопровождается пачками кварцитов и телами амфиболитов.

Парагенезисы амфиболитов:

I. а) Ро+Пл+Ка+Кв;
   б) Ро+Эп+Пл+Кв+Рудн;
II. в) Ро+Жедр+Ставр+Дис+Би+Кв+Мт;
   г) Ро (Ng=1,673—1,675)+Ставр+Дис+Гр ($N \approx$1,785—1,790)+Пл+Кв+Мт.

Ассоциации вмещающих пород: в первом случае — Пл (олигоклаз — андезин)+Би+Кв(+Гр+Му); во втором — Дис+Ставр+Гр+Кв(+Би, Му, Мт). Автор отмечает реакционные соотношения минералов и указывает такую последовательность замещения: Дис, Ставр, Би→Жедр и Гр, Би Жедр→Ро.

Метаморфические зоны осевой части Мамского синклинория продолжаются к северо-востоку, на правобережье Витима, составляя единое целое с ядром метаморфической зональности Патомского нагорья (см. рис. 11).

В Патомском нагорье выступы древнего фундамента занимают ограниченные территории и в отличие от Мамского района здесь

гораздо полнее представлены низкотемпературные зоны в прогрессивно метаморфизованных верхнепротерозойских и нижнекембрийских толщах.

В метапелитах откартированы изограды биотита, граната, ставролита (примерно совпадает с олигоклазовой изоградой)[1] и дистена (рис. 11).

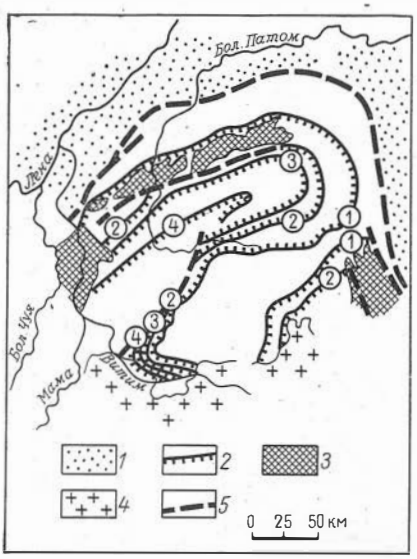


Рис. 11. Схема метаморфической зональности в Патомском нагорье (Петров, Макрыгина, 1970)

1 — неметаморфизованные породы; *2* — изограды (1 — Би, 2 — Гр, 3 — Ст, 4 — Дис); *3* — глыбовые поднятия; *4* — гранитоиды; *5* — важнейшие разломы

Предельные минеральные парагенезисы преобладающих метапелитов, а также карбонатных пород и метабазитов по зонам (Петров, Макрыгина, 1970) следующие:

Зона хлорита (до изограды биотита):

1) Хл+Му(Сер)+Кв+Аб±Хрд±Ил;	метапелиты
2) Прф+Хрд+Му(Сер)+Кв+Рудн;	
3) Хл+Му(Сер)+Аб+Кпш+Кв±Карб;	
4) Эп+Хл+Акт+Кв+Аб+Му(Сер)+Карб;	метабазиты
5) Дол+Хл+Му(Сер)+Аб+Кв±Ка;	карбонатные породы
6) Сидерит+Ка+Хл+Му(Сер)+Кв;	
7) Анкерит+Ка+Хл+Му(Сер)+Кв±Ил.	

Зона биотита:

8) Би+Му+Кв+Аб+Ка±Кпш;	метапелиты
9) Хрд+Му+Кв±Дис+Рудн; Хл+Му(Сер)+Кв+Аб±Хрд±±Ильм;	
10) Би+Акт+Эп+Хл+Кв+Аб;	метабазиты
11) Би+Му+Анкерит+Ка+Кв±Аб, Ил.	мраморы

Зона граната:

12) Гр+Хрд±Дис+Му±Аб+Мт, Ил;	метапелиты
13) Гр+Хрд+Хл+Му+Кв+Ил;	
14) Гр+Би+Му+Аб+Клц+Кв;	
15) Амф+Би+Аб+Кв+Хл±Эп;	метабазиты
16) Муск+Би+Анкерит+Ка±Гр+Кв+Аб,	мраморы

Зона ставролита:

17) Ставр±Хрд+Гр+Дис+Муск+Кв+Мт+Ил;	метапелиты
18) Ст+Гр+Дис+Би+Муск±Пл+Кв+Мт+Ил;	
19) Ст+Гр+Би+Муск+Хрд+Кв+Ил;	
20) Гр+Амф+$Пл_{20-42}$+Эп+Би+Кв (±Ст или Дис);	метабазиты
21) Ка+Анкерит+Кв+Би+Пл±Гр;	мраморы
22) Ка+Анкерит+Кв+Би+Муск±Клц+Пл+Рудн	

[1] При более детальных работах в пределах хлоритовой зоны картируются дополнительно хлоритоид и ильменит (Петров, Макрыгина, 1970).

Зона дистена (выделяется по массовому появлению дистена): для метапелитов характерна ассоциация 18, для метабазитов — 20, для мраморов — Амф±Гр+Би+Ка+Анкерит+Клц+Пл+Кв+Рудн.

АЛТАЙ, КАЗАХСТАН, СРЕДНЯЯ АЗИЯ

В Горном Алтае преобладает метаморфизм андалузит-силлиманитового типа. Дистенсодержащие толщи известны только в Чергинском хребте (район пос. Белокуриха), в северных отрогах Семинского хребта (Чаустинский участок) и в Южно-Чуйском хребте. Последний район изучен наиболее полно (Митропольский и др., 1967; Долгов и др., 1970;

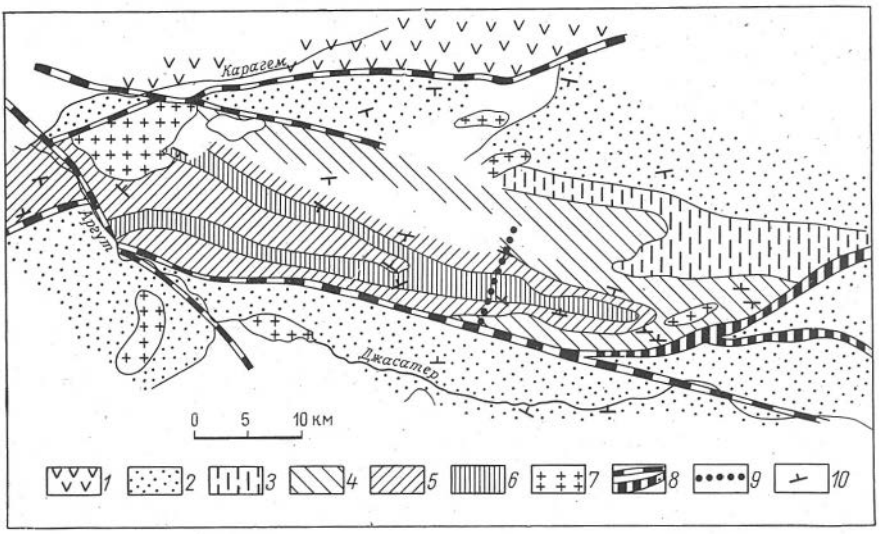


Рис. 12. Метаморфическая зональность Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае (Митропольский и др., 1967; Кепежинскас, 1971)

1 — неметаморфизованные отложения (D). Метапелиты (Cm—O), зоны: *2* — Хл. *3* — Би, *4* — Корд, *5* — Ст, *6* — Сил+Гр; *7* — граниты; *8* — зоны разломов; *9* — примерная граница областей Дис-Сил (на западе) и Анд-Сил типов метаморфизма; *10* — элементы залегания

Кепежинскас, 1971). Здесь в едином тектоническом блоке (~60×14 *км*) откартирована метаморфическая зональность среди метапелитов, датируемых кембро-ордовиком (рис. 12). Выделяется пять зон: хлоритовая (*2*), биотитовая (*3*), кордиеритовая (*4*), ставролитовая (*5*), гранат-силлиманитовая без ставролита (*6*). Для последней зоны характерны мигматиты, мелкие тела анатектических гранитов и пегматитов. Границы всех зон приблизительно конформны в плане со стратиграфическими границами.

Данный район примечателен тем, что помимо зональности, отражающей распределение температур метаморфизма, здесь фиксируется изменение величин давления по простиранию зон: андалузит-силлиманитовый тип зональности, характерный для восточной части района, сменяется на западе дистен-силлиманитовым. В западной половине хребта низкотемпературные зоны (вплоть до кордиеритовой) срезаны разломом, но в пределах *4* и *5* зон легко проследить изменения минеральных парагенезисов вдоль простирания этих зон:

Метаморфическая зональность
Южно-Чуйского хребта

Зона	Ассоциация	Восточная часть хребта	Западная часть хребта
5	1.	Би+Му+Сил+Корд;	18. Би+Му+Гр+Сил*;
	2.	Би+Му+Сил+Гр.	19. Би+Му+Гр+Ст+Дис+Сил*;
4	3.	Би+Му+Ст+Сил+Анд+Гр (единичные находки;	20. Би+Му+Хл+Ст+Дис+Сил;
	4.	Би+Му+Корд+Гр;	21. Би+Хл+Гр+Ст+Дис+Сил;
	5.	Би+Му+Корд+Ст+Анд;	в нескольких шлифах встречен Би+Му+Хл+Гр + Ст+Дис + +Сил, однако каждый раз первичность либо Хл, либо Му, сомнительна.
	6.	Би+Му+Корд+Ст+Сил*;	
	7.	Би+Му+Корд+Ст+Сил+Анд*;	
	8.	Би+Му+Корд+Ст+Сил+Анд++Дис (единичная находка);	
	9.	Би+Му+Хл+Корд+Сил;	
	10.	Му+Хл+Корд+Анд;	
	11.	Би+Хл+Гр.	
3	12.	Му+Хл+Анд (единичные находки);	
	13.	Би+Му+Хл+Корд*;	
	14.	Би+Корд+Хл+Гр;	
	15.	Би+Му+Хл+Гр.	
2	16.	Би+Му+Хл±Эп.	
1	17.	Сер+Хл±Эп±Ка;	

* Наиболее распространенный парагенезис.

К. Б. Кепежинскас (1971) провел статистическое сравнение западного и восточного участков Южно-Чуйского хребта по степени распространенности силлиманита, андалузита, дистена, граната и кордиерита. Оно показало, что на западе, где ни андалузит, ни кордиерит не встречены, частота находок граната заметно выше, чем на востоке (различия имеют очень высокую степень надежности). Распространенность силлиманита для этих участков одинакова, что подтверждает идентичность температур, при которых они образовались. Удается исключить влияние химизма пород, поскольку статистические сопоставления средних составов метапелитов западного и восточного участков показывают, что практически они не отличимы. Таким образом очевидно, что смена минеральных парагенезисов вдоль зон связана лишь с изменениями величин давления, и данный пример является иллюстрацией влияния давления.

В Иртышской зоне смятия дистенсодержащие породы известны как в северо-западной части, близ Усть-Каменогорска (Гаврилова, 1959), так и на юго-востоке, в Курчумско-Кальджирском районе (Васильева, 1963), где они приурочены к докембрийскому ядру горстантиклинория. Возраст сходных по метаморфизму толщ на северо-западе зоны дискуссионен. С. П. Гаврилова относит их к докембрию, а Б. Я. Хорева (1965) датирует средним девоном. Дистен (наряду с андалузитом и силлиманитом) описан и в девоне — карбоне соседней Калбинской синклинали вблизи ее границы с Иртышской зоной смятия (Халтурина, 1959).

Сходство метаморфических образований докембрия и палеозоя здесь объясняют проявлениями наложенного метаморфизма, захватывающего и докембрийские блоки. К-Ar метод дает для них цифры от 300 до 610 млн. лет, а для гранитоидных пород этого же района 239—310 млн. лет (Хорева, 1965).

В метаморфическом комплексе зоны смятия дистеновые сланцы (Дис±Сил+Ставр+Гр+Би+Му+Пл+Кв) пространственно ассоциируют с гранатовыми (Гр+Ро±Би+$Пл_{30-50}$+Кв) и пироксеновыми амфиболитами (Мп+Ро+$Пл_{35-45}$+Кв±Эп), а также амфиболо-двуслюдяными гнейсами и мигматитами (Ро+Би+Му±Гр+$Пл_{25-35}$±Кпш+Кв; Гаврилова, 1959; Васильева, 1963). Для метапелитов отмечаются как пироп-альмандиновые гранаты (MgO 4,93%, CaO 0,97%, MnO

1,99 вес.%), так и существенно спессартиновые разности (до 13,9 вес.% MnO). В гранатовых амфиболитах фиксируются реакционные соотношения между роговой обманкой ($-2V=84°$; $Ng=1,684$; $Np=1,605$), биотитом, плагиоклазом и гранатом ($N=1,786$). Хлорит указывается как гистерогенный минерал метапелитов.

Отмечается, что дистеновые сланцы и ассоциирующие с ними породы в северо-западной части района слагают ядро метаморфической зональности и во внешних частях через зоны биотит-хлорит-мусковитовых и серицит-хлоритовых пород переходят к мало измененным, осадочным девонским образованиям (Васильева, 1963).

В контакте с Калбинским массивом гранитоидов развиваются ореолы кордиерит- и андалузитсодержащих пород. Здесь для граната в ассоциации с кордиеритом определен $N=1,803$ ($Ng_{Корд}=1,552$).

В Центральном Казахстане метаморфические образования дистеновых фаций известны в докембрии Кокчетавского и Улутавского массивов. В последнем дистен описан лишь в немногих местах на севере массива и в мусковитсодержащих кварцитах и сланцах (байкожинская или дюсембайская? свиты; Филатова, 1962; Вишневская и др., 1967), Они здесь пространственно ассоциируют с породами разнообразного состава и степени метаморфизма: с гранат-слюдяными сланцами, пироксеновыми и гранатовыми амфиболитами (артаашинская свита)[1], гранат-, серицит- и карбонат-хлоритовыми сланцами (ишанская свита), порфироидами (дюсембайская свита), филлитами, железистыми кварцитами и зелеными сланцами (жаксыка-индинская свита), а также с гранито-гнейсами.

В Кокчетавском массиве дистенсодержащие породы широко развиты в пределах докембрийской зерендинской серии на территории около 500—600 *км*² (Вишневская и др., 1967; Добрецов, Соболев, 1970; Розен, 1966, 1967; Трусова, 1956). Здесь описаны как типичные среднетемпературные сланцы (Дис±Ставр+Сил+Гр+Би+Му+$Пл_{4-5,\ 29-30}$+ +Кв±Хл+Мт+Сф), так и гнейсы (Дис+Кпш±Сил, Му). При этом иногда указывается на вторичный характер дистена по отношению к силлиманиту. Пространственно ассоциирующие с гнейсами гранат-кордиерит-силлиманитовые породы также несут следы диафтореза. Сопутствующие основные породы представлены двупироксеновыми плагиогнейсами (Гип с $Ng=1,695—1,702$+Мп+$Пл_{82-87}$+Кв+Би с $Ng=1,631$+ +Рт±Ил+Сф), эклогитами и в различной степени эклогитизированными базитами («друзиты»). Встречены также антофиллитсодержащие породы (Гип+Ант с $Ng=1,648$+Корд+Пл+Мт±Ставр). При этом зерна гиперстена ($Ng=1,699$) заключены в плагиоклаз и окружены тонкой келифитовой каймой (невыявленного состава; Розен, 1966). Большой разброс цифр абсолютного возраста (от 280 до 1480 и даже до 2300 млн. лет) и несовпадение данных, полученных разными методами (K-Ar, Pb-Sr, U-Pb; Розен, 1967; Добрецов, Соболев, 1970), по-видимому, свидетельствуют о полиметаморфическом характере толщи. С наиболее поздними этапами связано появление андалузита в контакте с молодыми гранитоидами Зерендинского массива.

В Тянь-Шане дистеновые сланцы известны в основании докембрийского разреза Макбальского брахиантиклинория (Добрецов, Соболев, 1970; Добрецов, 1972), где они пространственно ассоциируют с линзовидными телами эклогитов, гранатовых амфиболитов (Гр+Ро+Цо+ +Аб+Кв+Рт) и гранат-глаукофановых пород (Гр+глаукофан+Ро+ +Му+Аб±Кв±Хл+Рт), замещающих эклогиты.

В мощной (около 12 *км*) толще докембрия здесь фиксируется по метапелитам зональность с обычной последовательностью индекс-мине-

[1] В мусковите гранат-слюдяного сланца определено 5,88 вес. % (FeO+Fe_2O_3+ +Mg) и 1,17% Na_2O. Среди амфиболитов есть куммингтонитсодержащие разности (Кум + Аб; Вишневская и др., 1967).

ралов: Хл — Би — Гр — Ставр — Дис. Степень метаморфизма четко коррелируется со стратиграфическим положением соответствующих свит.

Предельные минеральные парагенезисы ставролит-дистеновой зоны следующие.

Метапелиты

1) $Гр_{73-75}$+$Ставр_{80-82}$+$Би_{58}$+Му+Кв±Пл±Клц+Рт;
2) $Гр_{73-75}$+Ставр+Би±Дис±Пл+Кв+Рудн+Турм, апатит;
3) Гр+Дис+Би+Муск±Пл±Эп+Кв (по данным Н. Л. Добрецова, здесь иногда присутствует Хрд);
4) Гр+Ставр+Муск+Парагонит+Би±Пл+Кв;

Карбонатные породы

5) Ка+Дол+Трем+Фл+Ди+Клц;
6) Ка+Ди+Эп±Пл+Му;

Метабазиты

7) Гр+Ро+Эп±Би+Пл±Кв±Хл.

В гранатовой зоне появляется хлоритоид в метапелитах (Гр+Би+ +Хрд+Му+Клц+Кв+рудный) и кварц-тремолитовая ассоциация — в мраморах. Хлоритоид наблюдается и в значительной части биотитовой зоны. Ассоциации Хл+Ка+Кв и Дол+Кв характерны только для хлоритовой зоны (Алехин, 1971).

В Северном Тянь-Шане дистенсодержащие породы (Дис+Ро+ +$Пл_{30-40}$+Эп+Кв; Гр+Би+Му+Дис+$Пл_{0-30}$+Кв) известны в архейском фундаменте Муюн-Кумского массива (Актюзский район, по данным Н. Л. Добрецова). Они пространственно ассоциируют с амфиболизированными эклогитами, различными гнейсами (Сил+Би+Му+Пл+ +Кв+Мт, Гр+Би+$Пл_{0-30}$+Кпш+Му+Кв+Мт), мигматитами, мраморами (Ка+Кв+слюда+Мт) и амфиболитами (Ро+Би+Пл+Сф+Кв± ±Гр±Эп). Предполагается неоднократное наложение диафтореза.

На Памире дистенсодержащие толщи известны в его северо-западной части (PR — боршитская серия Курговатской и Калайхумб-Сауксайской зон; Власов, Гниловский, 1969), на востоке — в Музкольском комплексе (Дюфур и др., $1968_{1,2}$, 1970) и в ваханской серии юго-западного Памира (Маслеников, 1955: Николаев, Маслеников, 1963; Давыдченко, 1966). Для первых двух районов характерны только дистеновые сланцы, тогда как на юго-западе условия метаморфизма отвечали дистен-гнейсовой фации.

В боршитской серии дистен встречается наряду с андалузитом (+Ст, Гр, Би, Му, Олиг, Кв). Среди ассоциирующих кальциево-силикатных пород указываются цоизит-роговообманковые разности и гранатовые амфиболиты (Гр+Ро+Би+Олиг+Кв; Власов, Гниловский, 1969). Данных о пространственных изменениях степени метаморфизма здесь нет.

Метаморфическая зональность охарактеризована в восточной части Центрального Памира (музкольский комплекс; Дюфур и др., 1970), где альпийский метаморфизм проявляется в субширотной полосе, протягивающейся от верховьев р. Боз-Байтал до границы с Китаем; длина ее 130—140, ширина 10—35 *км*. Обнажающаяся здесь карбонатно-терригенная толща по редким органическим остаткам датируется не древнее чем верхнепалеозойская. К-Ar метод дает цифры от 17 до 37 млн. лет (Буданов и др., 1964; Дюфур и др., 1970).

Здесь выделено четыре метаморфические зоны[1]: 1) хлорита, 2) биотита, 3) граната и ставролита, 4) дистена и силлиманита. В центральных частях дистен-силлиманитовой зоны располагаются области

[1] Названия зон изменены с целью привести их к некоторой стандартной для настоящей сводки номенклатуре. В работах М. С. Дюфура с сотрудниками эти названия даны в соответствии с фациальной схемой Н. Г. Судовикова (1964).

развития палингенных гранитоидов. Максимальная степень метаморфизма проявляется вблизи осей ряда основных антиклинальных структур (рис. 13).

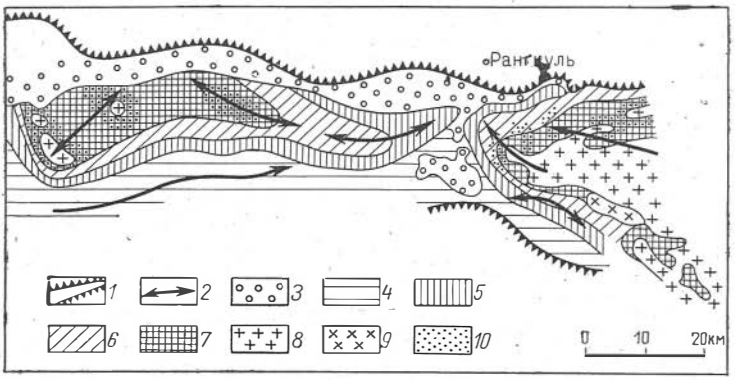


Рис. 13. Схема метаморфической зональности восточной части Центрального Памира (Дюфур и др., 1968, 1970).

1 — граница тектонической зоны Центрального Памира; *2* — оси главнейших антиклинальных структур и направление их погружения; *3* — останцы тектонического покрова. Зоны: *4* — Хл, *5* — Би, *6* — Гр и Ст, *7* — Дис и Сил; *8* — области развития палингенных гранитов; *9* — интрузивные диориты; *10* — участки с проявлением калишпатизации

Предельные минеральные парагенезисы по зонам.

1) Кв+Хл+Сер+Аб+углистое вещество (метапелиты);
2) Кв+Хл+Ка+Сер (мраморы).

Зона биотита

3) Би+Хл+Кв+Му+Аб; } метапелиты
4) Хрд+Би+Кв+Му(±Ка?); } метапелиты
5) Би+Му+Эп+Ка+Кв; } мраморы
6) Трем+Би+Скап+Ка. } мраморы

Зона ставролита и граната

7) Гр+Ст+$Пл_{25-35}$+Би+Кв; } метапелиты
8) Ст+Хл+Му+Кв[1]; } метапелиты

9) Ро+Би+Эп+$Пл_{25-35}$+Кв; } мраморы
10) Ро+Кпш+Ка; } мраморы
11) Мп+Ка; } мраморы
12) Ка+Скап+Кв. } мраморы

Зона дистена и силлиманита

13) Корд+Дис (Анд)±Гр+Би+Пл+Кв+Грф; } метапелиты
14) Гр+Дис (Сил)±Ставр+Би+Му+Пл+Кв; } метапелиты
15) Гр+Сил+Кпш+Би+Кв (описан только в ядре зоны силлиманита); } метапелиты
16) Жедр+Би+Олиг+Кв;
17) Кум+Би+Олиг+Кв[2];
18) Мп+Ро+Пл+Кпш+Кв;
19) Гр+Ро+Пл+Ск+Кпш+Кв;
20) Мп+Ро+Ка±Скап.

Заслуживают внимания данные по составу граната в ассоциациях 13 и 14 (со Ставр). Для них содержания компонентов (в мол.%) равны соответственно: Альм — 64 и 81, Спес — 6,5 и 1,6, Пир — 17,5 и 15, Са-комп — 12 и 2,5.

На юго-западе Памира дистен наряду с силлиманитом широко распространен в ваханской серии на обширной площади (>10 тыс. $км^2$)

[1] Здесь указан еще Кпш (Дюфур и др., 1970), что весьма необычно и требует специальной проверки.

[2] Указаны также необычные ассоциации Жедр и Кум с Кпш (Дюфур и др., 1970), что требует проверки.

к югу от р. Гунт. Для этой области характерно интенсивное развитие мигматитов. Отсутствие ставролита и мусковита (за исключением явно вторичного), присутствие энстатита и непосредственные находки парагенезиса Дис+Кпш (Зотов, 1967) свидетельствуют, что здесь достигались *PT*-условия фации дистеновых гнейсов. Сколько-нибудь отчетливая метаморфическая зональность самой ваханской серии пока не установлена. Недостаточно ясны и ее соотношения с севернее расположенным рушанским комплексом (включающим породы андалузит-ставролитовой ступени). На этот счет существуют весьма разноречивые мнения (Масленников, 1955; Давыдченко, 1966). Геологические данные здесь неоднозначны, поскольку в зоне стыка этих двух толщ располагаются крупные тела поздних гранитоидов. Радиологические материалы (Буданов и др., 1964; Шанин и др., 1969) фиксируют «альпийское омоложение» докембрийских метаморфических образований. Разброс цифр очень велик (от 10—30 до 1730—1740 млн. лет), причем есть разнообразные промежуточные датировки. Весьма показательно, что для крупных кристаллов флогопита получены различные цифры абсолютного возраста по центральным и внешним частям, отличающиеся на 800 млн. лет (по Rb-Sr методу) и на 1000 млн. лет (по K-Ar методу; Шанин и др., 1969). Мощность ваханской серии 14 *км* (Масленников, 1955).

Детальные минералогические данные по отдельным ее участкам содержатся в ряде работ (Давыдченко и др., 1969; Зотов, 1966, 1967; Россовский, 1963; Россовский, Зильберфарб, 1963).

Преобладающими в ваханской серии являются биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы (Би+Гр+Пл$_{25-31}$±Кпш+Кв+рудный, апатит), иногда переходящие в силлиманит- и дистенсодержащие разности. При этом часто фиксируется замещение дистена силлиманитом. В подчиненных количествах присутствуют мраморы (нередко с доломитом и магнезитом), гранат-амфиболовые породы (Гр+Ро+Пл+Би±Ди±Скап± ±Кпш+Кв+рудный, апатит), а также более редкие кордиерит-дистен-жедрит-кварцевые, корунд-тремолит-плагиоклазовые сланцы и гранат-кордиерит-дистеновые гнейсы (Гр с железистостью около 80%; Масленников, 1955; Зотов, 1967).

Характерно отсутствие гиперстена и оливина в метабазитах. Ромбический пироксен появляется в ряде магнезиальных скарнов (Эн+ +Шп+Фо и Эн+Кв; Зотов, 1967) и в некоторых гнейсах (Гип с $2V_{Np}=57—64°$+Ро+Гр+Пл+Кпш+Кв; Давыдченко, 1966).

Среди минеральных парагенезисов скарнов следует отметить также:

1) Ди+Трем+Фл±Скап, лазурит, хондродит;
2) Гр+Ди+везувиан;
3) Дис+Жедр+Корд+сапфирин+Турм (Корд в виде каймы между Дис и Жедр; Масленников, 1955; Зотов, 1966).

ИНДИЯ И ГИМАЛАИ

Дистенсодержащие толщи известны в Индии практически во всех областях развития верхнеархейских и среднедокембрийских комплексов, образующих пояса и троги среди нижнеархейских чарнокитов и гранито-гнейсов: в делийской и араваллийской системах Раджастана, в железорудной серии Сингхбума и в формации Чэйбаса (Бихар и Западная Бенгалия), в районе Нагпура, в долине Годавари, в районе Джейпура — Бастара и в хр. Великонда вблизи Неллора (Восточные Гаты), а также в дарварской системе южного Майсура и в долине р. Кавери (Ray, Jena, 1943; Mitra, 1954; Naha, 1956; Roy, 1959; Chanravarty, 1960; Crookshank, 1963; Roy, Mitra, 1964; Sarkar, 1966; Singh, 1966; Chakraborty, Sen, 1967; Somajulu, 1969; Lal, Shukla, 1970).

По радиологическим данным возраст этих толщ датируется от 1,65 до 3,2 млрд. лет (Парфенов, 1970).

Дистен встречен только в сланцах без Кпш (с Гр, Ставр, Би, Муск, нередко с Анд и Сил). Соответствующие метаморфические комплексы часто отчетливо зональны (от хлоритовой до силлиманитовой зоны). Именно к ним приурочены все известные в Индии крупнейшие пояса промышленных мусковитовых пегматитов: Раджастанский, Бихарский, Майсурский и Неллорский, а также более мелкие их поля в Западной Бенгалии и других районах (Шмакин, 1970).

Наиболее хорошо изученным является район Кандра (Сингхбум, Бихар), где описана прогрессивная метаморфическая зональность типа Барроу для метапелитовой толщи на площади около 200 *км*^{2} (Mitra, 1954; Chakraborty, Sen, 1967). Выделяются зоны хлорита, биотита, граната, ставролита, силлиманита. Мощность выходов каждой из них 0,5—3 *км*. Вырисовывается сложная термальная антиклиналь с породами силлиманитовой зоны в ядре. Ее простирание совпадает с простиранием стратиграфических контактов и сланцеватости, но детали соотношений метаморфической зональности и тектонической структуры не ясны.

Предельные минеральные парагенезисы по зонам следующие.

Зона хлорита

Хл+Му+Кв+Пл±Хрд

Зона биотита

1) Би+Хл+Му+Кв+Пл+Эп;
2) Хрд+Хл+Му+Кв.

Зона граната

1) Гр+Би+Хл+Му+Кв±Эп+Пл (олигоклаз — андезин);
2) Гр+Хрд+Хл+Му+Кв;
3) Дис+Хрд+Хл+Му+Кв+Пл.

Зона ставролита

1) Ставр+Гр+Би+Хл+Му+Кв+Пл (олигоклаз — андезин) ±Эп;
2) Ставр+Хрд+Му+Дис+Кв+Пл;
3) Ставр+Дис+Гр+Би+Му+Кв+Пл+Эп;
4) Ставр+Гр+Хрд+Хл+Му+Кв+Пл+Эп.

Зона силлиманита

1) Сил+Дис+Ставр+Гр+Би+Му+Пл+Эп+Кв;
2) Сил+Ставр+Гр+Би+Хл+Му+Пл±Эп+Кв±Сф.

Таблица 3

Составы сосуществующих гранатов и биотитов (по анализам)

Зона	Ассоциация	$f_{Гр}$, %	Содержание Спес в Гр, %	Содержание Са-компонента в Гр, %	$f_{Би}$, %
Гранатовая	Гр+Би+Муск+Пл+Хл+Кв+(+апатит, турмалин, Мт)	86	7	3,9	48,5
	Та же	81	6,5	5,2	45,5
Ставролитовая	Ставр+Гр+Би+Муск+Кв+Пл+Хл (+апатит, Турм, Мт)	85,5	6,5	3,3	53
	Ставр+Гр+Би+Муск+Кв+Пл+Хл+Эп? (+апатит, Турм, Мт)	85	6,7	4,9	51,5
Силлиманитовая	Сил+Ставр+Гр+Би+Муск+Хл+Пл+Эп+Кв+Мт+Сф	84,5	2	5,4	49,5
	Сил+Ставр+Гр+Би+Муск+Хл+Пл+Кв+Эп(?)+Мт	78,5	4,9	9,7	48
	Сил+Ставр+Гр+Би+Муск+Хл+Пл+Кв+Мт	80	4,1	4,8	61,5
	Сил+Ставр+Гр+Би+Муск+Хл+Пл+Кв+Мт	74,5	4,5	5,2	54
	Сил+Гр+Би+Муск+Пл+Кв	82,5	4,7	4,8	63

Для всех ассоциаций обычно присутствие магнетита, турмалина, апатита (табл. 3).

Севернее Нагпура, в районе Гондия — Тироди — Чхиндвара — Бузург в зональной метаморфической толще дистен-силлиманитового типа довольно широко распространены богатые марганцем породы, получившие название «гондиты». Здесь возможно наиболее полно проследить последовательность смены минеральных ассоциаций в первичноосадочных марганцовистых образованиях в ходе прогрессивного метаморфизма, поскольку зональность тут представлена в самом широком спектре — от зоны хлорита до зоны силлиманита (выделены по индекс-минералам метапелитов; Roy Mitra, 1964).

Минеральные ассоциации гондитов по зонам следующие.

Зона хлорита

Спес+Пьем+Кв+Хл+Акт+Муск.

Зона альмандина

Спес — Альм ($N=1{,}819$, $a=11{,}55$ $кX$) + Кв + тиродит + браунит ± пиролюзит + Мп + слюда + Кпш.

Зона дистена — ставролита

а) Спес — Альм + родонит + тиродит + браунит + Пл + Кв + Кпш ± Пиролюзит;
б) Спес + родонит + тиродит + винчит + браунит + вреденбургит.

Зона силлиманита

а) Спес — Альм ($N=1{,}811$, $a=11{,}585$ $кX$) + родонит + тиродит + винчит + Би ± Акт + Кв;
б) Родонит + тиродит + бланфордит + Пл + Муск + Кв;
в) Спес + бланфордит + джуддит + браунит ± пиролюзит + Пл + Кв + Кпш.

Тиродит, винчит и джуддит представляют собой Na-Mn амфиболы. Джуддит (Mn глаукофан — рибекит) обычно ассоциирует с бланфордитом (марганецсодержащим хлормеланитом состава эгирин 30—50%, жадеит 15—40%, диопсид + иогансенит около 30%).

Тиродит наиболее распространен и присутствует во всех зонах, кроме хлоритовой. Он представляет собой необычный Na амфибол, промежуточный между рихтеритом (Na — Ca — Mn), куммингтонитом и глаукофан-рибекитом:

$$(Na_{0,96}K_{0,18}Ca_{0,69})_{1,83}(Mg_{4,32}Fe^{+2}_{0,08}Mn_{0,95})_{5,35}(Al_{0,34}Fe^{+3}_{0,53})_{0,87}\times$$

$$\times|\underline{(Si_{7,92}Ti_{0,08})_{8,0}O_{22}}|(OH, O, F)_2.$$

Винчит характерен для высокотемпературных зон — дистен-ставролитовой и силлиманитовой — и представляет собой член ряда Na тремолит — глаукофан, более близкий к Na тремолиту. Все эти амфиболы содержат пониженное количество воды: OH — 0,1—0,7 в формуле, рассчитанной на 24 O^{2-}. Гидроксил здесь в значительной степени замещен кислородом. Это, как и отсутствие Mn-карбонатов в гондитах, связано с повышенной окислительной обстановкой и избытком кварца (в мраморах из марганцевых минералов обычен только пьемонтит).

В Гималаях дистенсодержащие толщи известны во многих районах от долины Инда на северо-западе и до восточных границ Бутана (Гансер, 1967; Misch, 1936: Ray, 1947; Krummenacher, 1956, 1957; Gysin, Lombard, 1959; Shams, 1965; Amma, Akiba, 1967; Ishida, 1959).

Дистеновые сланцы (Дис + Ставр + Гр + Би + Му + Кв) вместе с другими метаморфическими образованиями составляют основания разрезов в районе г. Нанга-Парбат, в Тибетских Гималаях (бассейн р. Сатледж), в Низких Гималаях Непала и Сиккима. Особенно широко они развиты в Бутане. Возраст метаморфических толщ часто датируют докембрием, но верхние члены их иногда предположительно относят к низам палеозоя (вплоть до силура, как, например, в Восточном Непале; Bordet, Latreille, 1955). K-Ar определения возраста дали цифры 9—

17 млн. лет, хотя здесь же фаунистически надежно охарактеризованные палеозойские и мезозойские породы совершенно не затронуты метаморфизмом (Гансер, 1967). Обращает на себя внимание тот факт, что имеются и отдельные датировки, относящиеся к докембрию (до 728 млн. лет).

Дистеновые сланцы часто пространственно ассоциируют с полями мигматитов, иногда с гранатовыми амфиболитами и эклогитами (район р. Спити, бассейн р. Сатледж). Нередко соответствующие метаморфические комплексы включают образования и других температурных ступеней — хлоритовые сланцы и филлиты, а также силлиманит-гранат-кордиеритовые гнейсы (с. Кпш), как например, в бассейнах рек Арун и Дуд-Коси в Восточном Непале (Amma, Akiba, 1967; Ishida, 1969). Из-за малой изученности соотношения их с дистеновыми сланцами во многих местах недостаточно ясны. Существуют различные точки зрения. Для одних и тех же районов эти породы трактуются и как члены единой метаморфической зональности, и как сложное нагромождение многочисленных покровов, где в контакт введены ранее разобщенные метаморфические толщи. Во всяком случае, заслуживающим внимания является тот факт, что вдоль Низких Гималаев, как это давно подмечено, характерны проявления «обращенного метаморфизма» — в глубоких врезах горных долин фиксируется повышение степени метаморфизма вверх по разрезу (Гансер, 1967). Интерес представляют и отдельные указания на псевдоморфозы дистена по андалузиту (хиастолиту; Shams, 1965).

ДРУГИЕ РАЙОНЫ АЗИИ

В Китае дистенсодержащие толщи широко распространены в западной части хр. Куньлунь, где их, по-видимому, следует рассматривать как единое целое с музкольским комплексом Памира. Здесь дистен ассоциирует в сланцах с гранатом и ставролитом (±Анд), в высокотемпературных зонах появляются силлиманит и кордиерит. В сопутствующих амфиболитах указывается пироксен (Беляевский, 1947); дистен отмечен в метаморфических досинийских толщах Синьцзянского Алтая, на продолжении Иртышской зоны смятия (Региональная стратиграфия Китая, 1956).

На востоке Китая дистенсодержащие породы известны в геосинклинальной области Катазия (в районе г. Чанши), в геосинклинали Шаньси (в районе Тайюаня и горах Утайшань — с Гр, Би в зональных метаморфических толщах) и в южной части геосинклинали Внутренней Монголии (Ма Си-Юань и др. 1962; Г. П. Вергунов — устное сообщение).

В Монголии дистенсодержащие докембрийские комплексы известны в ряде районов. На левобережье р. Селенги (хр. Хучжингеин-Нуру, вблизи Сухэ-Батора) описаны ставролит-гранат-мусковитовые и дистен-мусковит-кварцевые сланцы, пространственно ассоциирующие с биотит-роговообманковыми и эпидот-пироксен-роговообманковыми метабазитами, а также с мигматитами (Богуславский, Рассказчиков, 1966). Сходные образования известны и в соседних районах Бурятии, где дистеновым сланцам иногда сопутствуют тела нефелиновых сиенитов.

На северо-западе Монголии близ границы с Тувой в бассейне р. Хунгуй встречены дистен-хлоритоид-мусковитовые сланцы (К. Б. Кепежинскас — устное сообщение). В смежных районах Тувы отмечаются и более высокотемпературные образования, вплоть до дистеновых гнейсов (Дис+Кпш).

В зональном метаморфическом комплексе хр. Хан-Хухэй гранат-дистеновые сланцы характерны для среднетемпературных ступеней, тогда как наиболее высокотемпературные участки здесь сложены

андалузит-силлиманитовыми гнейсами (с Кпш+Гр, Корд; Кепежинскас и др., 1972).

Дистеновые сланцы отмечены также на юге Монгольского Алтая, там же, где обнаружены поля мусковитовых пегматитов (Н. Г. Маркова — устное сообщение).

На территории Японии метаморфизм дистен-силлиманитового типа сколько-нибудь существенно не проявился. Имеются лишь единичные его находки (Кано, Курода, 1969; Ishioka, 1949; Hashimoto et al., 1970; Tagiri, 1971) в комплексах, характеризующихся андалузит-силлиманитовым типом зональности. При этом существует точка зрения, что дистен связан с самостоятельным более ранним этапом метаморфизма.

На Камчатке в Срединном хребте дистеновые сланцы пространственно сменяют в прогрессивной последовательности метаморфических зон более низкотемпературные андалузитсодержащие породы (Лебедев, 1967; Lebedev et al., 1967). Шесть метаморфических зон — от серицит-хлоритовой до ортоклаз-силлиманитовой — здесь выделены по метапелитам на расстоянии нескольких километров. В метаморфизм вовлечены разновозрастные толщи и не совсем ясна временная последовательность образования андалузит- и дистенсодержащих пород (Добрецов и др., 1972).

§ 9. СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Метаморфические образования дистеновых фаций широко развиты на Североамериканском материке, как на территории Канады, так и в США. Имеются многочисленные детальные минералого-петрографические описания толщ, включающих дистенсодержащие породы. Значительная часть таких работ относится к последнему десятилетию и содержит самые полные сведения.

По Южной и Центральной Америке нам практически неизвестны детальные описания пород дистеновых фаций, хотя имеются обширные территории, сложенные ими, например гигантский Минас-Жерайсский пояс с промышленными мусковитовыми пегматитами в Бразилии (Pecora et al., 1950), некоторые районы Венесуэлы (Balda, 1967) и Суринама (Holtrop, 1968). Толщи, отвечающие фации дистеновых гнейсов, отмечены также на Кубе (Cech, Matherny, 1966).

КАНАДА

Дистенсодержащие комплексы описаны на многих участках юго-востока Канады: в районе Великих Озер (Kwak, 1970; Carmichael, 1969, 1970; Hounslow, Moore, 1967; Moore, Hounslow, 1966; Evans, 1964), вблизи Монреаля (Martignole, Schrijver, 1968), в Новой Шотландии и на п-ове Лабрадор (Phinney, 1963; Klein, 1966; Morse, Talley, 1971). Они встречаются и в западных провинциях Канады: в Скалистых (Campbell, 1970) и Каскадных горах и на границе с США (McTaggart, Thompson, 1967; Hollister, 1969).

В большинстве случаев зоны с дистеном здесь отвечают среднетемпературной фации дистеновых сланцев. Исключение составляют участки Сент-Зенон и Сент-Бонифейс, расположенные соответственно в 100—120 *км* к северу и северо-востоку от Монреаля (Martignole, Schrijver, 1968) и в центральной части п-ова Лабрадор (Morse, Talley, 1971), где развиты более высокотемпературные образования дистен-гнейсовой фации, а также часть протерозойских железистых формаций юго-западного Лабрадора (Klein, 1966), условия метаморфизма которых иногда поднимаются до границы двух дистеновых фаций. По-видимому, сходная *PT*-обстановка наблюдается и на участке, находящемся в 5—10 *км* юго-восточнее Садбери (Kwak, 1970), хотя прямые

указания на находки дистен-калишпатовых ассоциаций здесь отсутствуют.

В районах Сент-Зенон и Сент-Бонифейс дистен описан наряду с силлиманитом в толще кварцитов и гранат-биотитовых гнейсов, содержащих графит (Martignole, Schrijver, 1968). Здесь зафиксированы признаки замещения дистена силлиманитом. Для ассоциирующих с ними основных пород в качестве характерного признака указывается парагенезис Ро+Рп+Мп+Гр+Пл+Кв. На контакте зерен гиперстена и плагиоклаза развивается гранат-кварцевый симплектит, появление которого авторы связывают с реакцией частичной «эклогитизации». Геологическая позиция и соотношения с другими членами гренвилльской серии для описанных пород не охарактеризованы.

Особо высокотемпературные дистеновые гнейсы, отвечающие *PT*-области метаморфизма, пограничной с высокотемпературными гранулитами, описаны в центральной части п-ова Лабрадор вблизи оз. Вильсон (горы Хоп; Morse, Talley, 1971). Здесь дистен встречен наряду с силлиманитом в разнообразных парагенезисах с гиперстеном ($f=30$—35%), сапфирином ($Nm=1{,}728$) и шпинелью (богатой герцинитовым компонентом). Во всех изученных породах постоянно присутствуют плагиоклаз (андезин), титаномагнетит, циркон, часто — ортоклаз. Остальные минералы указываются в следующих комбинациях:

1) Сапф+Кв;
2) Дис(±Сил)+Гип+Сапф;
3) Сил+Гип+Шп;
4) Сапф+Кор;
5) Гип+Кор+Шп.

Во многих образцах гиперстен, силлиманит и ортоклаз представлены тонкими срастаниями, что объясняется либо частичным плавлением, либо отражает распад биотита на прогрессивной стадии. Изредка отмечается бурый биотит, образующий каймы вокруг магнетита, что связывается с регрессивными явлениями. Текстурно-структурные соотношения минералов указывают на следующие превращения:

Сапф+Кв+Мт⟶Сил+Гип;
Сил+Гип+Шп⟶Сапф+Мт;
Сил+Шп⟶Сапф+Кор+Мт;
Сил+Сапф+Мт⟶Гип+Кор;
Сил⟶Дис;
Сапф+Мт⟶Гип+Кор+Шп.

В районе Лабрадор-Сити наиболее высокотемпературные дистенсодержащие метапелиты (Дис+Микр+Олиг+Би+Кв±Муск+Прт и Дис+$Гр_{70/11}$+Би+Пл+Кв) являются частью зонального метаморфического комплекса, включающего разнообразные по составу докембрийские породы: метапелиты, железистые кварциты, амфиболиты, кварц-карбонатные железистые породы и мраморы (Klein, 1966). Дистеновые гнейсы указываются только для нижней свиты Катсао, слагающей ядра антиклинальных складок (максимальные размеры ее выходов около 5×2 *км*). Другая кварцит-метапелитовая свита Кэрол, располагающаяся выше по разрезу, представлена исключительно дистеновыми сланцами (Дис+$Гр_{85}$+Ставр+Муск+Кв+турмалин; гранат, как и в гнейсах, беден Мп). В 19—20 *км* к север-северо-западу от Лабрадор-Сити степень метаморфизма снижается до хлоритовой ступени (биотит исчезает; Fahrig, 1960). Ассоциирующие с метапелитами толщи железистых пород к северу от биотитовой изограды представлены сланцами, кварцитами и кварц-карбонатными породами с гематитом, магнетитом и примесью стильпномелана и миннесотаита. Вблизи Лабрадор-Сити аналогичные толщи включают разнообразные афмибол- и пироксенсодержащие парагенезисы:

1) Кв+Грюн+ферросалит+Ка;
2) Кв+Грюн+Гип (f=80%; Ng=1,770)+сидерит;
3) Грюн+Акт+Ди+Мт+Ка;
4) Альм+Грюн+Кв+Мт+ферродоломит;
5) Ант+Гем+Кв;
6) Акт+Мт+Кв;
7) Анкерит+Кв.

В обогащенных марганцем разновидностях железистых пород указываются также родонит, спессартин, кутногорит (Мп-доломит), Мп-куммингтонит, родохрозит, Мп-эгирин, а также рибекит:

8) Мп-кумм+Гем+Мт+Кв;
9) Мп-кумм+Гем+Кв+Спес;
10) Мп-дол+родонит+Гем+Кв;
11) Эг-авг+Риб-тр+Гем+Мп-Ка+Кв;
12) Mg-риб+Кумм+родонит+Гем+Са-родохрозит.

Аналогичные образования железистой формации описаны также в районе Маунт-Райт в 30—35 *км* к юго-западу от Лабрадор-Сити (Mueller, 1960). Еще далее к юго-западу (130—140 *км*) в районах

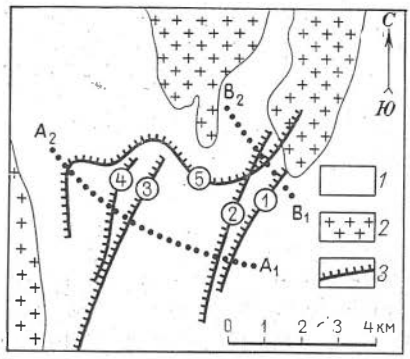


Рис. 14. Взаимное положение изоград метапелитов и карбонатных пород в районе оз. Ветстоун (Онтарио, Канада; Carmichael, 1970)

1 — метаморфические породы; *2* — граниты; *3* — изограды. Характеристику изоград 1—5 см. в тексте. Линиям A_1A_2 и B_1B_2 соответствует разная последовательность изоград 1—5

Маунт-Рид и Ганьон известны выходы толщ железистой формации, представленные более высокотемпературными породами, в которых пироксены преобладают над амфиболами (Kranck, 1961; Butler, 1969) в том числе описаны необычные их парагенезисы — Гип+Мп+Ка+ +Кв+Мт±анкерит, сидерит. Однако отсутствие характеристики ассоциирующих с ними метапелитов не позволяет их надежно классифицировать как дистеновые фации.

Наиболее полные описания среднетемпературных дистенсодержащих толщ района Великих Озер имеются в работах Д. Кармишеля, А. Квака, А. Хаунслоу и Дж. Мура (Carmichael, 1969, 1970; Kwak, 1970; Hounslow, Moore, 1967). На участке оз. Ветстоун (между Оттавой и Торонто) в метаморфической толще гренвильской серии, включающей разнообразные метавулканические породы, мраморы и кальцифиры, отмечен интересный случай пересечения изоград, картируемых по различным типам пород — метапелитам и мраморам (рис. 14). В метапелитах здесь прослежены четыре изограды, фиксирующие последовательное увеличение температур метаморфизма с востока на запад от гранатовой зоны через ставролитовую и дистеновую до силлиманитовой (Carmichael, 1969, 1970). Они отвечают следующим прогрессивным превращениям:

1. Гр+Хл+Му $\longrightarrow$ Ставр+Би+Кв (+H_2O);
2. Ставр+Му+Хл+Кв $\longrightarrow$ Дис+Би (+H_2O);
3. Дис $\longrightarrow$ Сил;
4. Ставр+Му+Кв $\longrightarrow$ Сил+Гр+Би (+H_2O).

В карбонатных породах наиболее четко прослеживается изограда, отвечающая реакции:

5. Би+Ка+Кв+Пл+Эп+Ил=Ро+Кпш+Сф(+H_2O+CO_2).

Вблизи этой изограды отмечены породы, включающие одновременно все перечисленные минералы (±Мт или Гем, пирит, пирротин, халькопирит, апатит). Иногда место эпидота занимает моноклинный пироксен (очень бедный натрием и алюминием с общей железистостью около 25%). Железистость ассоциирующих с ним роговой обманки и биотита равна соответственно 21 и 33%[1]. Роговая обманка в этом случае бедна алюминием (всего 0,4 Al в формуле при пересчете на 22 O^{2-}, тогда как в породах с эпидотом и без диопсида его — от 1,25 до 2,1). В эпидотсодержащих мраморах соотношения железистости роговой обманки и биотита иные: для трех пар получено, соответственно 59 и 49% (Al=1,97), 58 и 51% (Al=2,1), 19 и 17,5 (Al=1,25).

Железистость эпидотов равна 27—30%, основность плагиоклазов колеблется от № 17 до 37, содержание альбитового компонента в калишпате 5—10%. Ассоциирующие с ними ильменит, гематит и магнетит практически не содержат магния. Более существенна примесь марганца в ильмените (Mn : Fe — до 0,12). Обсуждая вопрос о причинах пересечения изоград мраморов и метапелитов, Д. Кармишель приходит к выводу, что оно обусловлено колебаниями отношения $H_2O : CO_2$ в поровом флюиде, хотя никак не объясняет эти колебания. На наш взгляд, изменения $H_2O : CO_2$ во флюиде связаны с влиянием гранитов, которые Д. Кармишель характеризует как синхроничные метаморфизму. Вода, отделяющаяся при кристаллизации гранитного расплава, должна была обогащать флюид в толще вблизи гранитных тел, что хорошо согласуется с приведенными изоградами (см. рис. 14).

А. Хаунслоу и Дж. Мур (Hounslow, Moore, 1967) приводят результаты изучения метапелитов зонального метаморфического комплекса вблизи Ферилифа (юго-восточная часть шт. Онтарио, в 65 *км* к востоку от оз. Ветстоун). Здесь толща пород, относящихся к гренвилльской серии, включает, помимо метапелитов, мраморы, амфиболиты и парагнейсы. Выделяются три метаморфические зоны вскрест северо-восточному простиранию основных структур. Юго-западная зона (шириной не менее 8 *км*) представлена зелеными сланцами. Следующая к северо-востоку зона имеет ширину порядка 25—27 *км* и включает метаморфические образования среднетемпературных ступеней. Метапелиты этой части гренвилльской серии содержат ставролит, дистен, гранат. Граница с наиболее высокотемпературной третьей зоной проводится по силлиманитовой изограде вблизи Ардоча. Контакты между зонами осложнены разломами.

Авторы приводят детальные данные по гранат-ставролит-биотитовым метапелитам средней зоны. Во всех семи проанализированных парах гранат — ставролит отношение Fe : Mg для граната в 1,5—2 раза выше, чем для ставролита, а для последнего в свою очередь значительно (в 5 и более раз) выше, чем для биотита. С указанными тремя минералами постоянно ассоциируют мусковит, кварц, ильменит, турмалин, часто плагиоклаз и магнетит. Для северо-восточной половины зоны характерно участие в этом же парагенезисе дистена. В юго-западной половине зоны дистен отмечен только в породах без граната. Предельная железистость гранатов из ставролитсодержащих пород различна для этих частей зоны, что фиксирует отличия в *PT*-условиях метаморфизма. В северо-восточной половине гранаты из парагенезиса с дистеном, ставролитом, биотитом, мусковитом и кварцем имеют железистость порядка 80—84 мол.%. Отношение Fe : (Fe+Mg) лишь иногда опускается до 77% для некоторых гранатов данного парагенезиса, имеющих высокое содержание MnO (до 10,9% по весу)[2]. Но отношение

[1] Эти цифры даны по рентгеноспектральным анализам без разделения Fe^{2+} и Fe^{3+}. Расчет реакции (5) сделан Д. Кармишелем также без учета валентности железа.

[2] Ассоциирующие биотит и ставролит содержат немного MnO (порядка 0,2% для биотита и 0,8% для ставролита).

(Fe+Mn):(Fe+Mn+Mg) и в этом случае сохраняет величину, близкую к железистости гранатов, бедных марганцем (83%). Значительно выше (93—94%) железистость гранатов, ассоциирующих со ставролитом в той части средней зоны, где она примыкает на юго-западе к зоне зеленых сланцев.

Для участка вблизи Садбери, расположенного в самой краевой части Гренвилльской провинции, детально откартированы изограды в пределах относительно ограниченной высокотемпературной части фации

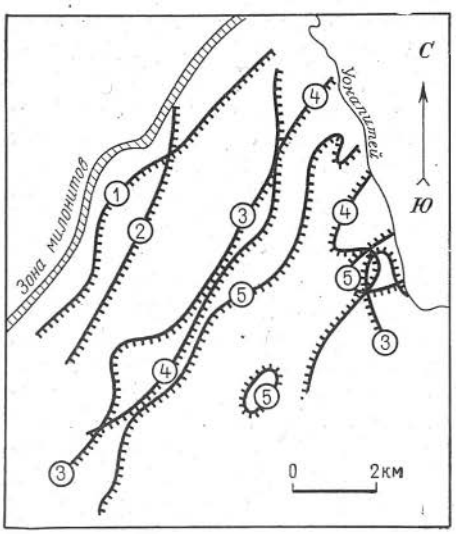


Рис. 15. Пространственные соотношения изоград в метапелитах на участке вблизи Садбери (Kwak, 1969). Штрихи изоград направлены в сторону высокотемпературных зон. Характеристику изоград 1—5 см. в тексте

дистеновых сланцев и пограничной области фации биотит-силлиманитовых гнейсов или, возможно, частично дистеновых гнейсов (Kwak, 1970; рис. 15). Выделено 5 изоград, фиксирующих последовательные прогрессивные изменения минеральных парагенезисов в метапелитах:

1 — появление силлиманита;
2 — исчезновение ставролита;
3 — появление калишпата;
4 — исчезновение дистена;
5 — исчезновение мусковита.

Автор приводит характеристику химизма гранатов, биотитов и мусковитов в зависимости от положения мест отбора соответствующих образцов по зональности (Kwak, 1970). Образцы из участков между изоградами 1 и 2 имеют парагенезис:

Дис±Сил+Ст+Му+Пл+Би+Гр+Кв+Мт±Грф+Рт±Прт+апатит+циркон.

Образцы из интервала между изоградами 2—5 характеризуются той же минеральной ассоциацией, исключая ставролит. За изоградой 5 они представлены парагенезисом:

Сил+Кпш+Би+Гр+Пл+Кв+Рт+Мт±Прт ± пирротин+апатит+циркон + халькопирит.

Установлено, что от более низкотемпературных зон к высокотемпературным наблюдается отчетливое увеличение содержания титана, как в мусковите, так и в биотите. Для биотита характерно также некоторое повышение содержания кремнезема. Параллельно коэффициент распределения магния в парах биотит — гранат и биотит — мусковит[1]

[1] Т. Квак называет коэффициентом распределения — $D^{Mg}_{Би/Гр}$ отношение $X^{Mg}_{Би} : X^{Mg}_{Гр}$.

уменьшается, коэффициент распределения марганца в паре биотит — гранат увеличивается. В отношении железа картина менее отчетлива.

Для гранатов ставролитовой зоны с помощью рентгеноспектрального микрозонда установлена хорошо выраженная неоднородность в распределении концентраций марганца (и отчасти кальция) в пределах отдельных зерен. Внешние их зоны заметно беднее марганцем (1,25—1,5 вес.%), чем внутренние (2% и выше). При этом градиент концентрации марганца отмечался по всему поперечному сечению зерна.

В более высокотемпературных (бесставролитовых) зонах большая часть зерен граната характеризуется однородностью в отношении содержания марганца. Лишь в самой внешней кайме (толщиной до 0,2 *мм*) зафиксировано повышение концентрации марганца. При этом степень такого повышения прямо коррелируется с отношением модальных содержаний биотита и граната в породе, что позволяет связывать его со вторичным перераспределением марганца между этими двумя минералами тем более, что содержание марганца в биотите заметно понижается с приближением к зернам граната. В отношении магния картина обратная (как для граната, так и для биотита), хотя менее ярко выраженная.

На о. Сен-Поль (Новая Шотландия) выделено две мегаморфические зоны, разделенные изоградой дистена (Phinney, 1963). Ширина каждой из них около 1—2 *км*. Детально охарактеризован химизм ряда ассоциирующих биотитов и гранатов из метапелитов более низкотемпературной (бездистеновой) зоны (парагенезис Гр + Ставр + Би + Муск + + $Пл_{4-32}$ + Кв + Ил + Мт), а также из нескольких образцов метапелитов дистеновой зоны (парагенезис тот же ±Дис). Содержание Са-компонента в гранате 6—14,5%, спессартина 5,5—12% (редко до 17,5%), пиропа 8—13,5% (наибольшие содержания пиропа отвечают дистеновой зоне), альмандина 66—76% (редко снижается до 61%), Fe : (Fe + Mg) от 85—89 мол.% (наименьшие значения в дистеновой зоне).

Установлена прямая корреляция между железистостью биотита и объемным отношением количеств Гр : (Гр + Ставр) в породе. Содержание TiO_2 в Би составляет 1,56—2,03 вес.%, Fe_2O_3 2,03—3,92%.

США

В пределах Соединенных Штатов Америки фация дистеновых сланцев широко проявлена среди метаморфических образований двух обширных регионов. На востоке США дистенсодержащие породы известны на всем протяжении Аппалачей от шт. Джорджии на юго-западе до шт. Вермонт на северо-востоке, прослеживаясь почти непрерывным поясом длиной более 1000 *км* (Prindle, 1935; Smith, Newcome, 1951; Stukey, 1935; Carpenter, 1970; Mackinstry, 1949; Wyckoff, 1952; Weiss, 1949; Balk, 1936; Barth, 1936; Hamilton, Myers, 1966; Albee et al., 1965, 1966; Doll, 1961; Woodland, 1963; Chang et al., 1965; Zen, 1968). Не менее обширна область распространения образований дистеновых фаций и на Среднем Западе США, где они отмечаются вдоль всей гряды Скалистых Гор от штатов Монтана и Айдахо[1] на севере и до шт. Нью-Мексико — на юге (Heinrich, 1948; Reid, 1963; Misch, 1949; Hietanen, 1956, 1961, 1967, 1969; Schmidt, 1964; Hansen, 1965; Barker, 1958; Corey, 1960; Schreyer, Chinner, 1966; Thorman, 1970). Дистен-силлиманитовые комплексы отмечаются и в Каскадных горах, на границе с Канадой (Misch, 1968).

Из дистенсодержащих толщ Среднего Запада США в минералого-петрографическом отношении наиболее детально описаны докембрий-

[1] Цепь выходов дистенсодержащих толщ протягивается в Скалистых горах и далее на северо-запад в пределы Канады (Campbell, 1970).

ские породы серии Белт, находящиеся в северо-западном обрамлении батолита Айдахо (Hietanen, 1956, 1961, 1967, 1969).

Здесь образования фации дистеновых сланцев участвуют в единой прогрессивной метаморфической зональности, время формирования которой относят к юре. Контуры границ зон приблизительно концентрически охватывают северо-западный выступ батолита, так что наиболее высокотемпературные зоны являются внутренними по отношению к низкотемпературным. Структурный план складчатости не совпадает с зональностью. Общая протяженность описанной дуги метаморфических пород около 80 *км*; максимальная суммарная ширина метаморфических зон доходит до 50—60 *км*. Высокотемпературные зоны (Сил и Сил+ +Дис) слагают бо́льшую половину площади.

Всего выделяется семь прогрессивных зон:

1 — биотита;
2 — граната;
3 — ставролита;
4 — ставролита+дистена;
5 — дистена;
6 — дистена+силлиманита;
7 — силлиманита.

Ширина отдельных зон от 3 до 10—12 *км*. А. Хитанен указывает на более высокую интенсивность складчатости в высокотемпературных зонах, где породы приобретают облик мигматитов.

Повсеместное присутствие мусковита указывает на то, что зональность охватывает часть зеленосланцевой фации (зона биотита и часть зоны граната), весь температурный интервал фации дистеновых сланцев (часть зоны граната, зоны со ставролитом и дистеном), а также часть фации андалузитовых и силлиманитовых сланцев (эпидот-амфиболитовой). Последнее относится к зоне силлиманита (без дистена).

Присутствие андалузита (вместе с силлиманитом и дистеном), отмечающееся в восточной части района, свидетельствует, что в данном случае давления имели минимальную величину из возможных для фаций дистеновых сланцев. На это же указывает сравнительно широкое распространение кордиерита и относительно редкое появление хлоритоида, который отмечается лишь в отдельных участках зоны граната.

Минеральные ассоциации по зонам:

Зона граната

1) Гр+Би+Муск+$Пл_{5-15}$+Кв±Цо;	метапелиты
2) Би+Муск+$Пл_{8-27}$+Микр±Клц+Кв(+Мт+Сф+Ап);	
3) Ро+Би+$Пл_{10-5}$+Эп+Кв±Микр;	известково-силикатные породы
4) Ро+Би+Микр+Ка+Кв+Скап;	
5) Би+Ка+Эп+Аб+Кв.	

Зоны ставролита и дистена+ставролита

1) Ставр±Дис + Гр+Би + Муск+$Пл_{9-15}$ + Кв(+Мт ± Рт± ±Ильм);	метапелиты
2) Гр+Би+Пл+Муск+Кв;	
3) Би±Муск+Микр+$Пл_{15-20}$+Кв±Эп (+Мт±Рт±Сф);	
4) Ди+Ро+Би+$Пл_{12-32}$+Кв±Микр+Мт;	известково-силикатные породы
5) Ди+Ка+Микр+$Пл_{30-32}$+Кв;	
6) Ро+Би+Микр+$Пл_{30}$+Цо+Кв+Мт;	
7) Ди+Би+Микр+$Пл_{15-30}$±Ск±Эп+Кв.	

Зоны дистена и силлиманита+дистена

1) Дис(Анд)+Сил+Би+Муск+Пл+Кв±Корд;	метапелиты
2) Дис(Сил)+Гр+Би+Муск+$Пл_{20-30}$+Кв;	
3) Жедр (f=30,2%)+Гр(f=54%)+Дис+Сил+$Пл_{20}$+Кв(+реликты Ставр в Гр и Жедр);	
4) Ди+Грос+$Пл_{85}$+Кв;	известково-силикатные породы
5) Ди+Грос+Ка+Кв;	
6) Ди+Ро+Би±Микр+$Пл_{12-85}$+Кв±Скап;	
7) Ди+Би+Микр+$Пл_{30-50}$+Клц+Кв(+Мт+Сф).	

Зона силлиманита характеризуется в основном лишь отсутствием дистена. В редких случаях ставролит сохраняется вплоть до этой зоны (ассоциация Анд+Сил+Ставр+Би+Муск+$Пл_{10-15}$+Кв). Очень редок и волластонит, встречающийся только в самой высокотемпературной части зоны, на контакте с батолитом.

Зональность вокруг батолита Айдахо, по-видимому, простирается за пределы района, описанного А. Хитанен. На участке, расположенном в 250—300 *км* южнее, на западном обрамлении батолита, указывается, например, наличие четко обособляющихся дистеновой и силлиманитовой зон (Misch, 1949; Schmidt, 1964). При этом последняя находится в непосредственном соседстве с батолитом. Изограда силлиманита примерно совпадает с границей распространения мигматитов. В пределах зоны силлиманита для известково-силикатных пород замечено повышение основности плагиоклазов от битовнита до анортита в направлении к востоку — в сторону батолита (Misch, 1954; Schmidt, 1964). Диопсид и гроссуляр указываются в породах такого типа для обеих зон. Ассоциация форстерита с кальцитом (+Ди+Шп) отмечена только в силлиманитовой зоне. Д. Шмидт подчеркивает отсутствие волластонита при широкой распространенности кварц-кальциевого парагенезиса. Все породы, участвующие в метаморфической зональности вокруг батолита Айдахо, относят к серии Белт.

Для более древних докембрийских (добелтских) кристаллических комплексов южной части шт. Монтана имеются описания метаморфических образований, которые можно отнести к фации дистеновых гнейсов. В округе Мэдисон свиты Черри-Крик и Поуни включают одновременно дистеновые гнейсы и гиперстенсодержащие породы (Reid, 1963).

Преобладающими здесь являются амфиболиты и амфиболовые гранулиты» (в их составе роговая обманка, куммингтонит, плагиоклаз, кварц, иногда гранат). Отмечаются и двупироксеновые породы с рутилом, плагиоклазом (часто антипертитовым), иногда с оливином. Второй по распространенности группой пород является группа гранатовых гнейсов: Гр+Пл (антипертитовый)+Орт (пертитовый)+Кв±Мп (диопсид — авгит). Достаточно широко представлены кварциты и биотитовые гнейсы — Гр+Би+Пл+Орт+Сил+Дис+Кв+Рт. Среди более редких типов пород отмечены магнетитовые сланцы (Мт+Гр+Гип+Гед+Кв) и антофиллитовые породы: Ант+Би+Пл (антипертитовый)+Кв (пластинчатый)+Рт. Автор указывает на повсеместное развитие признаков ранних регрессивных процессов (амфиболизация пироксенов) и местами на более низкотемпературные замещения (серицит, тальк, антигорит).

В районе гор Юинта (северо-восток шт. Юта) древнейшие породы докембрия (возраст около 1,5 млрд. лет), обнажающиеся непосредственно к югу от разлома Юинта, представлены серией Рэд-Крик (Hansen, 1965): метакварциты, амфиболиты и слюдяные сланцы. Их важнейшие минеральные ассоциации:

1) Альм+Ставр+Би+Му+Кв+Мт+Гем;
2) Дис+Би+Му+Кв+турмалин;
3) Ро+Пл (от олигоклаза до лабрадора)+Кв±Альм+Мт+Ил+Сф+Гем;
4) Трем — Акт+Ка+Кв±Хл;
5) Антоф+Пл+Би±Хл+Сф+Гем.

В Аппалачах дистенсодержащие толщи отвечают почти исключительно фации дистеновых сланцев, с которыми здесь часто связаны поля мусковитовых пегматитов (Sterret, 1923). Дистеновые гнейсы отмечены лишь на небольшом участке вблизи Филадельфии (Wyckoff, 1952).

Зональные комплексы дистен-силлиманитового типа лучше всего изучены в штатах Пенсильвания, Нью-Йорк и Вермонт. Зональность такого же типа откартирована Р. Карпентером (Carpenter, 1970) на обширной площади в пограничных частях штатов Теннесси и Сев. Ка-

ролина (рис. 16). Степень метаморфизма здесь лишь приблизительно коррелируется со стратиграфическим положением толщ. Возраст метаморфизма по радиологическим данным определяется как среднепалеозойский (320—375 млн. лет). Синхроничные палеозойские граниты и пегматиты явно тяготеют к высокотемпературным зонам и интерпретируются как анатектические. Для нижнедокембрийских отложений (~1000 млн. лет) указывается регрессивный характер метаморфизма данного этапа. Совершенно определенно установлено, что основные тектонические нарушения возникли в послеметаморфические эпохи.

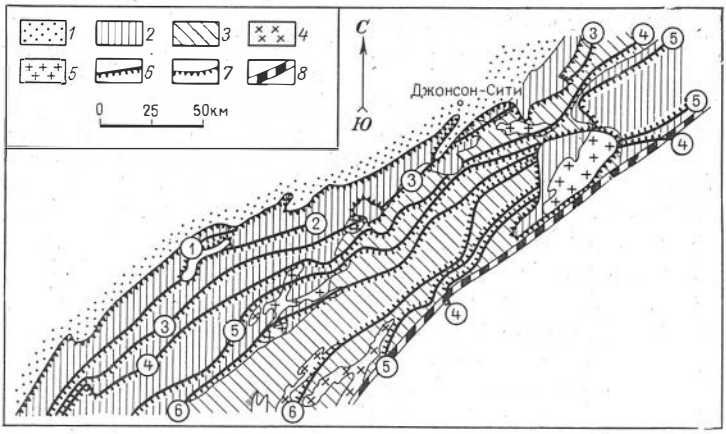


Рис. 16. Метаморфическая зональность хр. Блу-Ридж, Аппалачи (Carpenter, 1970)

1 — палеозой; *2* — нижний кембрий и верхний докембрий; *3* — нижний докембрий; *4* — палеозойские граниты; *5* — нижнедокембрийские граниты; *6* — изограды (1 — Хл, 2 — Би, 3 — Гр, 4 — Ст, 5 — Дис, 6 — Сил); *7* — границы тектонических покровов; *8* — важнейшие зоны разломов

Метаморфическая зональность юго-запада шт. Пенсильвания охарактеризована Х. Мак-Кинстри и Д. Уикоф (Mc Kinstry, 1949; Wyckoff, 1952) по изоградам в метапелитах серии Гленарм, которая датируется докембрием или кембро-ордовиком. В интервале около 30 *км* откартированы следующие изограды (в прогрессивном порядке):

1 — биотита;
2 — граната;
3 — ставролита;
4 — дистена;
5 — «внутренняя» изограда ставролита (исчезновение ставролита на прогрессивной стадии);
6 — силлиманита.

В западной части района изограды 3 и 4 практически совпадают. Дистен отмечается и в силлиманитовой зоне. При этом, как указывает Дж. Вейсс (Weiss, 1949), наблюдаются признаки замещения дистена силлиманитом. Андалузит описан только на одном участке близ изограды Сил и, по Х. Мак-Кинстри, связан с другим этапом метаморфизма (Д. Уикоф отмечает здесь лишь псевдоморфозы дистена по андалузиту). Хлоритоид изредка встречается вблизи изограды граната.

Наиболее низкотемпературная зона характеризуется парагенезисом Хл + Му + Аб + Кв. За биотитовой изоградой основность плагиоклаза поднимается до № 16, за дистеновой — до № 19, за силлиманитовой — до № 25—30. Пегматитовые жилы указываются еще до силлиманитовой изограды.

Карбонатные породы здесь включают тремолит, скаполит, эпидот, рутил, турмалин, изредка везувиан. Диопсид появляется только за изоградой силлиманита, но тремолит здесь также сохраняется. Известны

парагенезисы с калиевым полевым шпатом: Ка+Ди+Кпш+Ск+Рт+Ап и Ка+Ди+Кпш+Ск+Тр+Ап+Турм+везувиан. Диопсид отмечен и с хондродитом. Догленармские гнейсы представлены биотитовыми и амфиболовыми разностями. Вариации их составов по зонам не охарактеризованы.

Д. Уикоф (Wyckoff, 1952) детализировала зональность метапелитов непосредственно вблизи Филадельфии. Внутри силлиманитовой зоны ею откартирована еще одна изограда, оконтуривающая участок развития силлиманит-ортоклазовых пород (Сил+Гр+Би+Орт+Кв+Пл± ±Дис±Му).

В штатах Нью-Йорк, Коннектикут, Массачусетс и Вермонт дистенсодержащие толщи тяготеют к миогеосинклинальным зонам Аппалачей, тогда как в непосредственно соседствующих эвгеосинклинальных областях Новой Англии развиты андалузит-силлиманитовые комплексы (Добрецов и др., 1972; Thompson, Norton, 1968). Район, описанный Х. Вудландом (Woodland, 1963) представляет собой переходный участок (Добрецов и др. 1972).

В округе Датчес (шт. Нью-Йорк) известна метаморфическая зональность, откартированная по изоградам биотита, граната и силлиманита (Balk, 1936; Barth, 1936). Гранат беден марганцем (0,35—1,77 вес.% MnO). Дистен и ставролит появляются здесь примерно одновременно, но несколько позже граната. Ставролит устойчив и в силлиманитовой зоне. Указываются отдельные находки хлоритоида (Хрд+ +Гр+Ставр+Би+Му+Пл+Кв+Мт) и глаукофан-хлоритовых пород.

Мусковит является «сквозным» минералом всех зон. Калишпат отмечается только в гнейсах без избытка глинозема (без Дис, Сил, Ст, Хрд). Признаки анатексиса (плагиомигматиты) появляются здесь еще до изограды силлиманита. Для пород метабазитового ряда характерны гранат-роговообманковые ассоциации (±Би, Цо).

Для зональных толщ Южного Вермонта охарактеризовано влияние степени метаморфизма на содержание $MgCO_3$ в кальците, ассоциирующем с доломитом, а также на отношения изотопов $O^{18}:O^{16}$ и $C^{13}:C^{12}$ в карбонатах[1] (Sheppard, Schwarz, 1970). Концентрация $MgCO_3$ в кальците (по зонам мол.%) следующая: зона хлорита — от 1,2 до 1,8; зона биотита — от 1,5 до 3,0 (часто $>2{,}5$); зона дистена — ставролита — от 1,0 до 5,9 (половина цифр $>3{,}0$); зона граната не охарактеризована. Отмечено уменьшение содержания изотопа O^{18} в доломите с повышением степени метаморфизма.

А. Олби (Albee et al., 1965, 1966) детально описал ряд минеральных парагенезисов метапелитов низкотемпературных ступеней фации дистеновых сланцев из района горы Грант в Центральном Вермонте. Ассоциации минералов здесь следующие:

1) Дис+Хрд+Хл+Му±парагонит+Кв+Рт;
2) Дис+Гр+Хл+Му+Кв+Рт+Гем+турмалин;
3) Хрд+Гр+Хл+Му+Кв+Рт, Ил±турмалин;
4) Гр+Би+Хл+Аб+Ильм+турмалин+Грф.

В первой ассоциации железистость хлоритоида 72—75%, хлорита 30—38%, во второй она около 30%, но в хлорите несколько повышено содержание MnO (0,79 вес.% против 0,39). В ассоциирующем гранате (%): Альм — 32,7, Пир — 10, Спес — 50, Са-компонента около 8. В третьем парагенезисе гранаты значительно беднее MnO (6—19% Спес), но богаче кальцием (12—19% Са-компонента). Железистость хлоритов этой ассоциации — 63—67%, хлоритоидов — 84—88%, гранатов — 88—95%. Отношение Mn: (Mn+Fe+Mg) в хлоритоиде в 5—7 раз ниже, чем в гранате. В четвертом парагенезисе гранаты относительно

[1] Все изученные образцы, в том числе из дистен-ставролитовой зоны, включали кварц.

богаты марганцем и кальцием и содержат мало магния (17—20% Спес, около 5% Пир, 20—21% Са-компонента). Железистость хлоритов и биотитов очень близка и составляет около 50%. Указывается на зональность зерен граната в отношении марганца (периферия зерен бедна MnO), тогда как биотит, хлорит и хлоритоид более гомогенны (Albee et al., 1966).

§ 10. АФРИКА, АВСТРАЛИЯ И АНТАРКТИДА

АФРИКА

Проявления пород дистеновых фаций на Африканском материке практически во всех случаях связаны с докембрийскими толщами. Исключение составляют герциниды Марокко, где дистен указывается в зональных комплексах (с Хл, Муск, Би, Хрд, Гр, Ставр) в районе Кеф-эль-Мунеб (Michard, 1968). По соседству в ореолах гранитоидов упоминаются андалузит (хиастолит) и кордиерит.

В Западной Африке дистенсодержащие толщи известны в среднедокембрийских метаморфизованных вулканогенно-осадочных образованиях субмеридионального Бирримско-Ахаггарского складчатого пояса (Елизарьев и др., 1970). Дистен списан как в северной его части (с Гр, Анд, Корд), в зональных отложениях Фарузия в обрамлении массива Адрар-Ифорас (Хоутон, 1966), так и на юге — на территории Либерии (Berge, 1967).

В Экваториальной Африке дистенсодержащие толщи (с Гр, Би, Ро) особенно широко распространены в докембрийских складчатых сооружениях на западе Танзании (Teale, 1922; Sutton et al., 1954; Kempe, 1967). Здесь они пространственно ассоциируют с мигматитами и чарнокитами, отвечающими, по-видимому, более ранним этапам метаморфизма. Как характерный минерал дистен указывается и для Узагарской системы в обширном субмеридиональном «Мозамбикском орогеническом поясе», проходящем через восточную часть Танзании и протягивающемся на север — в Кению и на юг — в Мозамбик (Хоутон, 1966).

В Кении среди метапелитовых гнейсов комплекса основания указываются как дистен-, так и силлиманитсодержащие. При этом по преобладанию того или иного из этих минералов выделяются две широкие зоны (Sanders, 1954). Граница между ними проходит в юг-юго-восточном направлении примерно по линии оз. Рудольф — гора Кения — Момбаса. Зона силлиманита располагается к востоку от этой границы, зона дистена — к западу. Ширина каждой из зон не менее 150 *км*, протяженность (в пределах Кении) — около 650—700 *км*. Они составляют северное продолжение «Мозамбикского орогенического пояса».

И силлиманит, и дистен описаны в сходных минеральных ассоциациях (с Гр, Би, Пл и Кпш, Муск, Кв, Рт). Существует переходная зона, где силлиманит и дистен встречаются вместе (в одной породе или на соседних участках).

На северо-востоке Республики Заир и в пограничных районах Судана и Уганды гранат-дистеновые сланцы и кварциты (±Ставр, Муск) вместе с амфиболитами слагают формацию Западного Нила и так называемые «сланцы Ванга» (Хоутон, 1966; Cahen, Lapersonne, 1967). Западнее, в междуречье Уэле и Убанги, дистенсодержащие породы ассоциируют с более высокотемпературными образованиями (включая пироксен-биотитовые гнейсы).

Зональные метаморфические образования, включающие породы дистеновых фаций известны в пограничных районах Замбии, Мозамбика и Южной Родезии (Hitchon, 1959; Mallick, 1967; Workman, 1966; Workman, Cowperthwaite, 1963). Во многих случаях эти зональные толщи несогласно залегают на более древнем основании, представлен-

ном, как правило, гомогенными биотитовыми гнейсами, близкими по составу к гранодиоритам. Иногда при этом соотношения данных двух разновозрастных комплексов можно характеризовать как типичные окаймленные гнейсо-гранитные купола (например, купол Мпанде в Замбии и купол Нтунгамо в Южной Родезии). Предполагается, что породы древнего основания отвечают ранним высокотемпературным этапам, предшествующим формированию куполов и метаморфизму их обрамления (Nicholson, 1965). Зональность верхнего структурного этажа купола Мпанде (около 40 *км* к югу от Лусаки) включает образования от хлоритовой до ставролит-дистеновой зоны (дистен появляется несколько раньше ставролита). Расстояние между изоградами граната и дистена колеблется от 1 до 4 *км*. Среди наиболее высокотемпературных пород отмечаются корунд-дистеновые желваки (с Муск, Ил, Гем±Ставр; Mallick, 1967).

В бассейне р. Ангва (северная часть Южной Родезии) сложная в плане метаморфическая зональность откартирована по метапелитам системы Ломатунди (Workman, 1965). Выделены 4 зоны: 1) зона слабометаморфизованных филлитов, 2) зона биотита, 3) зона граната, 4) зона ставролита (практически везде с Дис, который появляется немного позже). Ширина каждой из зон в плане 4—12 *км*. Указывается на бедность граната Mn (1,2 вес. % MnO при 2,0 вес. % CaO). В юго-западной части изученного района прослежена полоса (почти вкрест зональности) длиной до 15 *км*, в которой зафиксированы псевдоморфозы дистена по хиастолиту (Workman, Cowperthwaite, 1963).

Среди высокотемпературных образований Родезийско-Трансваальского щита в долине р. Лимпопо описаны силлиманитсодержащие породы (Сил+Рп+Корд+Кв), в которых силлиманит встречается в виде псевдоморфоз по дистену (Chinner, Sweatman, 1968). Содержания Al_2O_3 в ортопироксене 4,8—8,3 вес. % (зональность с уменьшением глиноземистости к краям), FeO около 2,2%. Ассоциирующий почти чисто магнезиальный (0,3% FeO) кордиерит образует каймы между энстатитом и силлиманитом.

В юго-западной части Африки два верхнепротерозойских комплекса (460—550 млн. лет) Дамара и Отави образуют пояса, один из которых протягивается субмеридионально вдоль границы пустыни Калахари, а второй ориентирован в северо-восточном направлении (Clifford, 1962). Для последнего характерна метаморфическая зональность. В центральной его части развиты высокотемпературные образования с силлиманитом и кордиеритом, включающие тела синорогенных и посторогенных гранитных массивов. К северу и югу по простиранию пояса степень метаморфизма уменьшается: до уровня дистеновой и ставролитовой зон на юге и гранатовых, скаполитовых и эпидотовых ассоциаций на севере. Еще севернее появляются наиболее низкотемпературные парагенезисы с биотитом и хлоритом.

В Южной Африке дистен отмечен среди низкотемпературных пород некоторых пирофиллитовых месторождений (с Анд, Хрд, Прф; Potgieter, 1950).

На Мадагаскаре дистеновые сланцы характерны для системы Вохибори, которая является верхним членом разреза докембрия (1750—2140 млн. лет по U-Pb методу), несогласно перекрывающим более древнюю графитовую систему (Хоутон, 1966; Alsac et al., 1964; Besairie, 1967). Здесь развита метаморфическая зональность (от хлоритовой до силлиманитовой зоны), которую коррелируют со стратиграфическим положением толщ. Мусковит-дистеновые сланцы пространственно ассоциируют с амфиболовыми и пироксеновыми гнейсами, с золотоносными кварцевыми жилами; в наиболее высокотемпературных зонах дистену сопутствует силлиманит (группа Вохилава, на восточном побережье острова вблизи Мананжари).

Среди докембрийских толщ дистен известен в Западной Австралии, на территории щита Йилгарн (Борукаев, 1970): в районе Калгурли (с Анд, Гр), в пределах золотоносных полей Ялгу и Мерчисон (с Анд и Сил), а также в районах Маунт-Баррен (со Ставр, Муск, Гр) и Маунт-Маргарет (Дис-Би сланцы). Описан дистен и в мусковит-хлоритовых сланцах вблизи г. Фричменс-Кап в западной части о. Тасмания (Joplin, 1968).

Среди нижнепалеозойских (+позднедокембрийских) образований аделаидской складчатой области дистенсодержащие породы известны в ряде мест: в Южной Австралии и в Северной Территории, на южных склонах хр. Хартс, где дистеновым сланцам сопутствуют поля промышленных мусковитоносных пегматитов (Joklik, 1955).

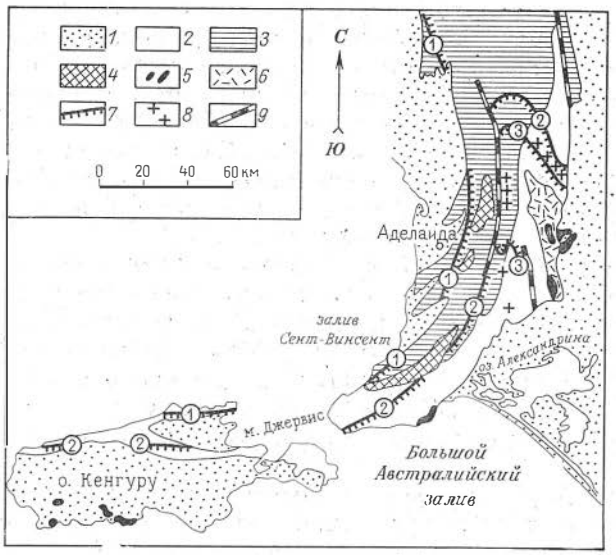


Рис. 17. Метаморфическая зональность в докембрийских и раннепалеозойских образованиях хр. Маунт-Лофти, Южная Австралия (Offler, Flemming, 1968)

1 — неметаморфизованные отложения (P и KZ); *2* — кембрийские терригенно-карбонатные толщи; *3* — позднедокембрийские отложения; *4* — раннедокембрийский (архейский?) фундамент; *5* — граниты; *6* — мигматиты и гранито-гнейсы; *7* — изограды (1 — Би, 2 — Анд и Ст, 3 — Сил); *8* — места находок Дис; *9* — важнейшие разломы

На севере Квинсленда (в районе Кэрнса) дистен как редкий минерал указывается для высокотемпературных ступеней метаморфической зональности андалузит-силлиманитового типа в среднепалеозойской формации Ходжкинсон (в свите Барнард; Joplin, 1968).

В Южной Австралии дистен отмечается наряду с андалузитом и силлиманитом в среднетемпературных метапелитах «Аделаидской геосинклинали» (Sprigg, 1952): на юге — в хр. Маунт-Лофти (Offler, Fleming, 1968; Skinner, 1958) и на востоке — в районе Олэри (Binns, 1962). Здесь метаморфизму подверглись докембрийские и кембрийские толщи, причем возраст метаморфизма по радиологическим данным датируется как позднекембрийский.

Для южной части хр. Маунт-Лофти и о. Кенгуру метаморфическая зональность откартирована Р. Оффлером и П. Флемингом (рис. 17). Характерно отсутствие корреляции степени метаморфизма со стратиграфическим положением толщ. Выделяются зоны хлорита, биотита, андалузита — ставролита и силлиманита. (В пределах последней зоны показано поле мигматитов). Указывается, что большая часть Аделаидской геосинклинали представлена метаморфическими образованиями биотитовой зоны. Для нее характерны спорадические находки граната, но отдельная зона граната не выделяется. Актинолит в известковистых породах обычно появляется еще в пределах зоны биотита (вытесняя ассоциации Хл+Ка+Кв и Дол+Кв), но на некоторых участках его нет

вплоть до зоны андалузита. Дистен отмечается в ряде мест в зонах Анд+Ставр и Сил. Наиболее характерной ассоциацией является Дис± ±Анд+Би+Му+Кв+пирит+пирротин. В этом же парагенезисе находится сфалерит с 9% железистого и 2,2% марганцового компонента (Skinner, 1958). Параллельно присутствующие полевошпатовые породы (Кпш+Пл+Му+Кв) охарактеризованы в отношении состава микроклина (90% Орт, 9,4% Аб, 0,6% Ан) и плагиоклаза (4% Орт, 63% Аб, 33% Ан). Совместное нахождение андалузита со ставролитом (+Би+ +Му+Пл+Кв) является здесь обычным, тогда как альтернативный парагенезис Гр+Корд не указывается. Кордиерит тут известен только в ассоциациях Корд+Жедр, Корд+Сил, Корд+Анд.

Для некоторых небольших участков изограды андалузита и ставролита откартированы порознь. Они обычно сближены (расстояние между ними не превышает 2 *км*); отмечаются их пересечения: более ранним является то андалузит, то ставролит. С переходом к зоне силлиманита непосредственно фиксируется замещение последним как андалузита, так и дистена. Силлиманит-калишпатовая ассоциация указывается в высокотемпературной части зоны, но обычно наряду с мусковитовыми породами. Пегматиты отмечаются еще раньше, в пределах чисто мусковитовой зоны.

АНТАРКТИДА

Дистенсодержащие породы (наряду с силлиманитсодержащими и мигматитами) указываются в районе котловины Пенка (Земля Королевы Мод), где они пространственно ассоциируют с интрузиями нефелиновых сиенитов и других магматических пород (Соловьев, 1965).

ГЛАВА III

ФАЦИЯ (ФАЦИИ) ГЛАУКОФАНОВЫХ СЛАНЦЕВ (C_4)

Фация глаукофановых сланцев соответствует полю высоких давлений при низких температурах и является одной из наиболее специфических. На всех современных *PT*-схемах фаций она занимает крайнее положение, хотя значения температур и давлений и подразделения фации (фаций) по разным авторам отличаются. Изучение глаукофановых сланцев и ассоциирующих с ними пород представляет большой интерес для решения ряда проблем метаморфизма, таких, как роль высокого давления, превышающего литостатическое, соотношения $P_{общ}$ и P_{H_2O} роль натрового метасоматоза, а также ряда общегеологических вопросов, в том числе строения и развития зон глубинных разломов, крупных надвигов (или зон «всасывания») в связи с гипотезой расширения океанического дна и др.

Поскольку проблема глаукофановых сланцев (на материале территории СССР и Тихоокеанского обрамления) освещена в специальной монографии (Добрецов, 1972), в этой главе дается лишь краткая обобщенная характеристика пород фации, их обзор в Тихоокеанском обрамлении и на территории СССР, а также в Европе и Азии.

§ 11. ОПРЕДЕЛЕНИЕ, ОБЪЕМ И ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ФАЦИИ

Фация глаукофановых сланцев была выделена П. Эскола в его позднейшем варианте схемы фаций (Eskola, 1939) как фация высоких давлений и умеренных температур. По давлению она сопоставлялась с эклогитовой фацией, по температуре — с амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациями. Позже под влиянием работ о метасоматическом происхождении глаукофановых сланцев в схемах фации Тернера (Turner, 1948), Рамберга (Ramberg, 1952) и других исследователей (Елисеева, 1959) фация глаукофановых сланцев была упразднена и вновь восстановлена лишь в 50—60-х годах (de Roever, 1950; Miyashiro, Banno, 1958; Fyfe et al., 1958; Тернер, Ферхуген, 1961; Ernst, 1963 и др.). В этих работах фация глаукофановых сланцев по температуре сопоставляется с породами фации зеленых сланцев (и частично с более низкими температурами), но относится к области более высоких давлений, чем обычные зеленые сланцы. Необходимость выделения фации глаукофановых сланцев (т. е. специфической области температур и давлений) следует из того факта, что имеется множество глаукофановых сланцев, по составу тождественных породам других фаций (например, метабазиты, тождественные базальтам, зеленым сланцам, эпидотовым амфиболитам и т. п.), но отличающихся от них по набору минералов и минеральных ассоциаций. В качестве дополнительных аргумен-

тов самостоятельности фации глаукофановых сланцев можно привести следующие. Глаукофановые сланцы развиваются в региональном масштабе в породах различного состава; особенности их минерального состава не могут быть объяснены только неравновесностью ассоциаций и спецификой кинетики реакций; глаукофановые сланцы содержат такие ассоциации, как Жд+Кв, Гл (плотной полиморфной модификации) +Лавс и другие, устойчивые, согласно экспериментальным данным, лишь при высоких давлениях. Глаукофановые сланцы являются более плотными, чем их химические эквиваленты (базальты или зеленые сланцы), так как большинство реакций, приводящих к образованию ассоциаций глаукофановых сланцев, протекают с уменьшением объема.

Глаукофан не единственный или даже не главный минерал фации глаукофановых сланцев. Поэтому Бейли и Эрнст (Bailey, 1962, Ernst, 1963) предложили называть ее фацией «голубых сланцев» (blueschist facies), и это название укрепилось у части американских исследователей. Н. Л. Добрецов (1968) предложил называть эту фацию жадеит-лавсонит-глаукофановой. Однако набор минералов, соответствующий этому названию, содержится только в части глаукофановых сланцев; он соответствует примерно лавсонит-глаукофановой фации Г. Винклера (Winkler, 1967). Кроме нее, Г. Винклер выделяет также лавсонит-альбитовую и глаукофан-зеленосланцевую фации. В настоящее время по степени метаморфизма среди глаукофановых сланцев можно выделить еще больше подразделений. Однако относить их к нескольким фациям вряд ли целесообразно, поскольку это довольно редкие породы, тесно связанные своей приуроченностью к особым узким и протяженным зонам. Поэтому мы сохраняем традиционное обобщающее название «фация глаукофановых сланцев», но в заголовке главы в скобках добавили «фации», чтобы отразить взгляд на возможность выделения здесь нескольких фаций.

Границы фации и ее подразделений (субфаций), как обычно, мы стремились провести по линиям наиболее важных минеральных реакций. Таких реакций в фации глаукофановых сланцев очень много из-за многообразия и сложности минералогии пород этой фации. Значительное число их отражено на рис. 18 в системе $Na_2O — CaO — (Fe, Mg)O — Al_2O_3 (+SiO_2+H_2O)$, в координатах $T — P_{H_2O}$ ($=P_{общ}$). Эта диаграмма построена Н. Л. Добрецовым (1973) на основании экспериментальных работ и термодинамических расчетов с привлечением природных данных[1]. Линия разложения альмандина проведена примерно как экстраполяция экспериментально определенной линии равновесия (Hsu, 1967): Альм=Fe хлорит+Кв+Мт (в присутствии Fe_3O_4 и FeO).

Использованы также более новые данные об альмандине, ломонтите и прените (Liou, 1970, 1971), пумпеллиите (Landis, Rogers, 1968; Hinrichsen, Schurmann, 1968; Nitsch, 1971), равновесиях Гл+Лав Nitsch, 1968; Nitsch, Zimmerman, 1967), Хл+Гл (Hoschek, 1969). Положение одного из основных пучков на этой диаграмме (Аб, Акт, парагонит, Гл, Лавс, Хл) — 450° С и 12 *кбар* фиксируется экспериментально определенным равновесием Лав+Гл=Аб+Акт+Хл+H_2O (Nitsch, Zimmerman, 1967) и соотношением с линиями устойчивости лавсонита, лавсонита с хлоритом и лавсонита с актинолитом.

На основании этой диаграммы (см. рис. 18) с учетом термобарических данных и реальных значений $P_{H_2O} \approx 0{,}8—0{,}9\, P_{общ.}$ построена схема

[1] Часть экспериментальных данных — тройная точка Анд-Сил-Дис, кривые разложения Пироф, Лавс (на Цо+Дис+Кв), Жд и Жд с Кв, арагонита — была описана в томе «Фации регионального метаморфизма» (Добрецов и др., 1970).

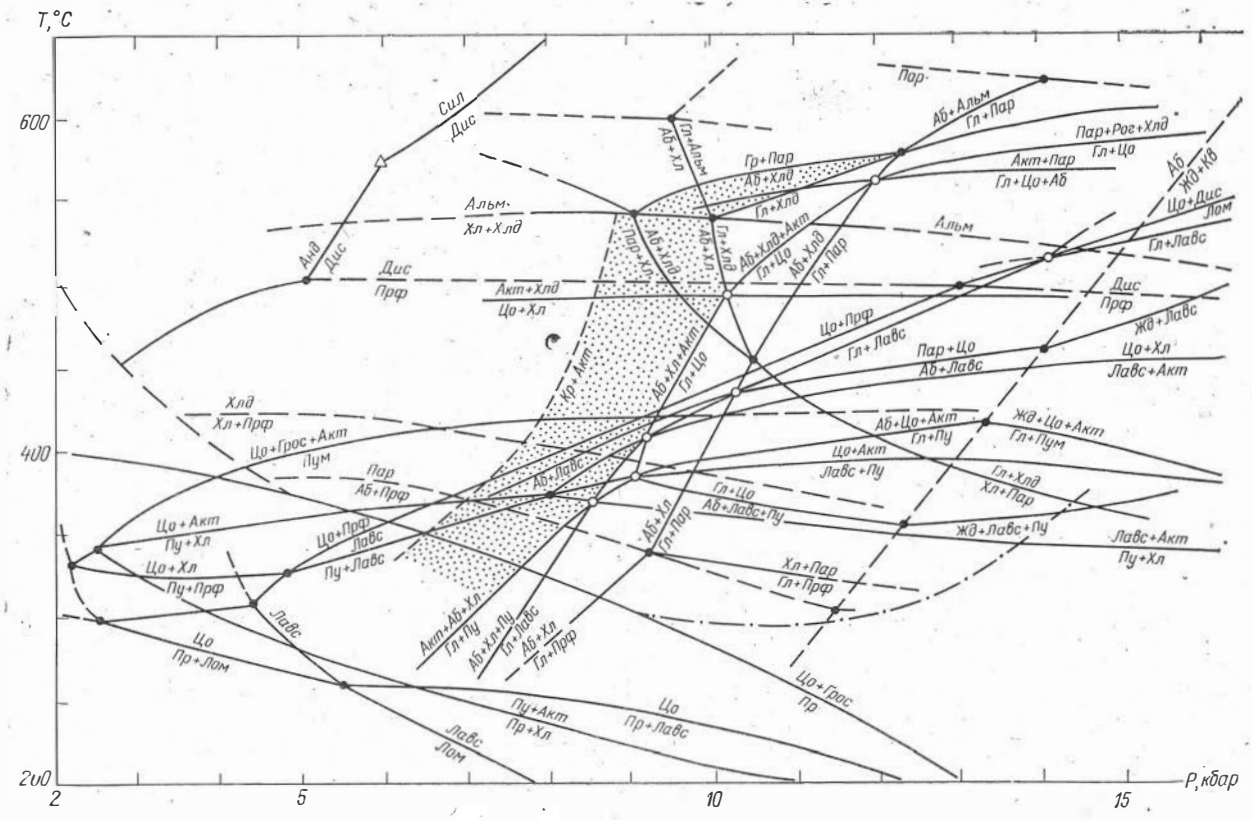


Рис. 18. Минеральные равновесия в системе $Na_2O—CaO—(Mg; Fe)O—Al_2O_3$ $(+SiO_2+H_2O)$ при $P_{H_2O}=P_{общ}$ по экспериментальным и расчетным данным

Пунктирные линии — линии равновесий, предполагаемых или дискуссионных, штрих-пунктирная линия — кинетический предел метаморфизма. Точками показано *PT*-поле, переходное от зеленосланцевой к глаукофан-сланцевой фации. Пучки с кружками относятся к полной системе (с четырьмя виртуальными компонентами), остальные пучки — к частным системам

субфаций для фации глаукофановых сланцев (рис. 19). Положение субфаций фации зеленых сланцев $B_4а$, $B_4б$ и $B_4г$ и фаций B_3, $C_3а$ и $C_3б$ на рис. 19 обосновано в томе «Фации регионального метаморфизма умеренных давлений (Добрецов, Хлестов, Соболев, 1971_3).

Высокотемпературная граница фации глаукофановых сланцев, как и фации зеленых сланцев, фиксируется появлением роговой обманки (в метабазитах), ставролита с кварцем, чистого альмандина[1] и, как

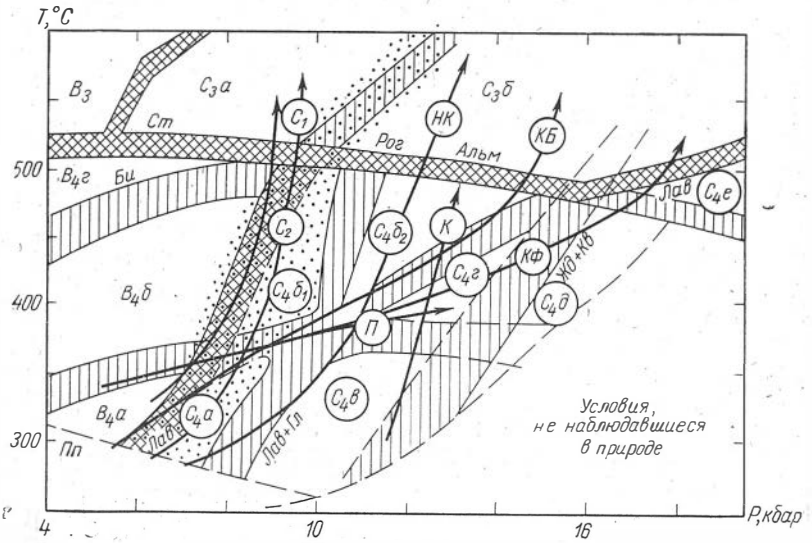


Рис. 19. Схема субфаций фации зеленых сланцев (B_4) и глаукофановых сланцев (C_4)

Описание субфаций $C_4а$, $C_4б_1$, $C_4в$ и др. см. в тексте. Стрелки с буквами соответствуют разным типам метаморфической зональности: C_2 — Сусунайскому C_1 — Бесси, Санбагава, *П* — Пенжинскому, *НК* — Ново-Каледонскому, *К* — Камуикотан, *КБ* — Коту-Бизан, Санбагава, *КФ* — Калифорнийскому. Перекрещивающаяся штриховка — пограничные интервалы фаций; вертикальная штриховка — то же для субфаций; точки — поле, где распространены Na-амфиболы промежуточного состава; треугольник — тройная точка Ди—Сил—Анд

правило, биотита (в метапелитах) в области давлений до 15 *кбар* и исчезновением лавсонита при давлениях более 15 *кбар*. При этом с повышением давления обычные роговые обманки вытесняются барруазитами и промежуточными Na-роговыми обманками, нередко в ассоциации с глаукофаном и гранатом, поэтому превращения с амфиболами вблизи границы фации имеют сложный многоступенчатый характер. Совокупность указанных равновесий, как показано на рис. 19, соответствует некоторому температурному интервалу (вследствие частичного несовпадения равновесий и переменности состава минералов) около 500° С.

Низкотемпературная граница является кинетической границей, которая по сравнению с низкотемпературной границей фации зеленых сланцев находится, вероятно, на уровне 260—300° С. Она фиксируется некоторыми минеральными превращениями и прежде всего сменой Са-цеолитов (ломонтита и др.) и пренита лавсонитом, а также исчезновением глинистых минералов (каолинита, монтмориллонита и др.), как и в фации зеленых сланцев.

Указанные температурные пределы фации (280—500° С) подтверждены независимыми температурными оценками, но они несколько отличаются от оценок других авторов в сторону некоторого повышения температур (см. § 12). Так, температурный интервал фации

[1] Гранаты, богатые Мп (и нередко Са), устойчивы при более низких температурах в фациях B_4 и C_4.

глаукофановых сланцев, согласно Тернеру и Ферхугену (1961), 300—400° С, Брауну и др. (Brown et al., 1962) — 200—300° С, Эссену и др. (Essene et al., 1965) — 150—300° С. Тэйлор, Коулмен (Taylor, Coleman, 1968) и Эрнст (Ernst et al., 1970; Эрнст, 1970) на основании изотопно-кислородного «термометра» оценивают температуру низкотемпературных голубых сланцев от 200—250 до 300—330° С (возможно, до 400° С) в отличие от «высокотемпературных» голубых сланцев, которые появляются при T от 400 до 550° С. Эти сланцы включают главным образом эпидот-гранат-глаукофановые разновидности и глаукофанизированные эклогиты, которые отнесены нами к субфации $С_3б$.

В пограничной по давлению области (6—9 *кбар*; см. рис. 19), отделяющей фацию зеленых сланцев, происходят превращения, которые ограничивают распространение типичных зеленосланцевых ассоциаций (Аб с Хл, Клц, Кв) и расширяют поле устойчивости ассоциаций с глаукофаном. На расчетно-экспериментальной диаграмме (см. рис. 18) этот интервал располагается примерно между линиями устойчивости актинолита с кросситом и глаукофана с цоизитом (пумпеллиитом). Однако здесь не учтена переменность состава хлоритов, Са и Na-амфиболов не только в отношении железистости, но и глиноземистости, из-за которых в природе в метабазитах состав амфиболов постепенно изменяется: при более низких давлениях появляется кроссит в прослоях соответствующего состава, нередко вместе с винчитом или Na-актинолитом, альбитом, клиноцоизитом, хлоритом. С повышением давления составы сосуществующих амфиболов изменяются в сторону актинолита и глаукофана, а поле составов пород с Na-амфиболом расширяется, так что глаукофан появляется в большинстве метабазитов и в части метапелитов. Этот довольно широкий интервал назван промежуточной, или кроссит-актинолитовой, субфацией $С_4б_1$; в низкотемпературной части переходная область включает также поле устойчивости лавсонита (в том числе с Аб, Акт и Хл) субфация $С_4а$.

Вместе с субфацией $С_4а$ в поле фации глаукофановых сланцев на рис. 19 выделены 6 субфаций. Названия их соответствуют критическим парагенезисам минералов, устойчивых только в этой субфации:

промежуточные $С_4а$ — альбит-лавсонитовая, $С_4б_1$ — кроссит-актинолитовая;
$С_4б_2$ — глаукофан-эпидот-хлоритоидная;
$С_4в$ — пумпеллиит-лавсонит-глаукофановая;
$С_4г$ — эпидот-лавсонит-глаукофановая;
$С_4д$ — кварц-жадеит-глаукофановая;
$С_4е$ — альмандит-лавсонит-глаукофановая.

Субфация $С_4а$ соответствует одноименной альбит-лавсонитовой фации Г. Винклера (Winkler, 1967), однако поле этой фации оказалось небольшим. Субфации $С_4б_2$ и $С_4б_1$ примерно соответствуют глаукофан-зеленосланцевой фации Г. Винклера (Winkler, 1967), температура и давление которой оценивались ими соответственно 400—500° С и 8—10 *кбар* (и более ?), т. е. они близки к T и P нашей схемы (см. рис. 19). Субфации $С_4в$, $С_4г$ (бóльшая часть), $С_4д$ почти соответствует лавсонит-глаукофановой фации Г. Винклера с температурным интервалом 250—420° С и $P \geqslant 8$ *кбар*, т. е. эти значения близки к соответствующим значениям T и P на рис. 19.

Наша схема субфаций и оценки температур и давлений наиболее близки к данным Г. Винклера (Winkler, 1967). Однако имеются и существенные отличия. В частности, Г. Винклер никак не определяет границу между фациями зеленых сланцев и «глаукофан-зеленосланцевой»; преувеличивает, по нашему мнению, поле лавсонит-альбитовой фации и прямо отождествляет по температуре (220—400° С) ее и лавсонит-глаукофановую фацию с пумпеллиит-пренит-кварцевой и ломонтит-пренит-кварцевой фациями, тогда как по нашей схеме (см. рис. 19; см. также Добрецов и др., 1970, 1971_3) лавсонитовые субфации близки

по температуре к субфациям (B_4а, B_4б) фации зеленых сланцев и лишь частично — к пренит-пумпеллиитовой фации B_5, которая не включается нами в фации типичного регионального метаморфизма. Г. Винклер отождествляет поле устойчивости жадеитового пироксена и кварца с лавсонит-глаукофановой фацией и предполагает крутой (почти вертикальный) наклон линии устойчивости альбита. Другая граница — линия устойчивости пирофиллита с кварцем, принятая Г. Винклером в качестве низкотемпературной границы фаций зеленых сланцев и глаукофан-зеленосланцевой и отделяющей их от пумпеллиито-пренит-кварцевой, лавсонит-альбитовой и лавсонит-глаукофановой фаций, проходит, по новым данным (Velde, Kornprobst, 1969), при более низкой температуре (300° С). Кроме того, эта граница для практического использования неудобна, так как пирофиллит, особенно в глаукофан-сланцевых толщах, встречается очень редко, а каолинит с кварцем в настоящих метаморфических породах зеленосланцевой и глаукофан-сланцевой фаций неизвестны.

Можно отметить также частичное соответствие нашей схемы субфаций со схемами де Ровера (de Roever, 1950), Мияширо и Банно (Miyashiro, Banno, 1958), Онуки (Onuki, 1966), однако в целом наша схема является оригинальной и хорошо подтверждается фактическим материалом.

Чтобы охарактеризовать подробнее минеральные превращения на границе фации и субфаций, частично отраженные на рис. 18 и 19, и проконтролировать оценки T и P, необходимо хотя бы кратко систематизировать данные по минералогии глаукофановых сланцев.

§ 12. МИНЕРАЛЫ, МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ГЕОТЕРМОБАРОМЕТРЫ

К главным минералам глаукофановых сланцев (и ассоциирующих с ними глаукофанизированных эклогитов) относятся такие специфические минералы, как арагонит, лавсонит, разнообразные гранаты, Na-пироксены (жадеит, омфацит, хлоромеланит), глаукофан-кроссит и другие Na-амфиболы, а также более обычные минералы, распространенные в фации зеленых сланцев и частично в других метаморфических фациях — пумпеллиит, эпидот, актинолит, хлоритоид, фенгит, хлорит, альбит и др. Но эти обычные минералы встречаются в необычных ассоциациях и имеют ряд особенностей состава.

Следует подчеркнуть диагностические признаки л а в с о н и т а, так как его легко пропускают в шлифах. Кристаллы лавсонита обычно погружены в массу глаукофана или хлорита и имеют четкую кристаллическую огранку. Для низкотемпературных сланцев характерны уплощенные лейстовидные таблички, нередко ориентированные параллельно сланцеватости и имеющие в поперечном сечении вид вытянутых прямоугольников с довольно высоким рельефом ($Ng = 1{,}672$), поперечной спайностью, прямым погасанием, отрицательным удлинением и равномерными оранжево-желтыми (без аномалий) цветами интерференции ($Ng—Np = 0{,}019$). В более высокотемпературных крупнозернистых породах нередко встречаются квадратные и ромбовидные сечения, соответствующие утолщенным таблицам; в изометричных сечениях с низкими цветами интерференции хорошо видны простые двойники и реже одна или две пересекающиеся системы тонких полисинтетических двойников по {010} и {101}; $2V = 82—84°$.

Для п у м п е л л и и т а в этой фации отмечается наиболее низкая железистость по сравнению с другими фациями (Seki, 1961). Nm пумпеллиита, зависящий главным образом от содержания Fe^{3+}, в типичных глаукофан-сланцевых толщах, как правило, не превышает 1,692. Совместное нахождение лавсонита, пумпеллиита и клиноцоизита, как

отмечал Эрнст (Ernst, 1963), встречается довольно редко. Во многих районах с повышением температуры в метабазитах ассоциация Пум+ +Лавс (±Хл) сменяется эпидотом (или ассоциацией Эп+Акт). Такая реакция, в которой участвует хлорит и (или) другие минералы (поскольку в пумпеллиит в отличие от эпидота входят Mg и Fe^{2+}), использована в схеме субфации (см. рис. 18 и 19) как температурная граница. Однако она зависит также от окислительного потенциала (отношения Fe^{2+}/Fe^{3+}) и особенностей состава пород; в частности, клиноцоизит или эпидот могут быть устойчивы в карбонатных сланцах, тогда как в метабазитах присутствуют лавсонит и пумпеллиит. Различий в составе между эпидотами из зеленосланцевых и глаукофан-сланцевых толщ не отмечено, кроме более широкого распространения Mn-эпидотов (пьемонтитов) в глаукофан-сланцевых толщах.

Гранаты для большинства пород фации глаукофановых сланцев (в тех пределах, как показано на рис. 19) не характерны. Они распространены только в субфации C_4e, например в некоторых породах Калифорнии, да и то они здесь заметно обогащены Mn. В остальных субфациях встречаются только Mn-гранаты, как и в фации зеленых сланцев, преимущественно в кремнистых породах (кварцито-сланцах). Собственно же альмандины (Ca-альмандины в метабазитах) в ассоциации с глаукофаном встречаются главным образом в эпидот-гранат-глаукофановых породах и глаукофанизированных эклогитах, относящихся к субфации $C_3б$.

В качестве примера приведем средние составы гранатов из различных пород Калифорнии (Lee et al., 1963):

а) из Fe-Mn и кремнистых пород («метачерты») в ассоциации Кв+Гр+Стильпн+ +Амф (%): Альм 40,1, Спес 42,3, Пир 2, Грос+Андр 15,6 (N=6);

б) из слюдяных сланцев в ассоциации со слюдой, Хл, Кв, Аб, Амф (%): Альм 49,3, Спес 22,8, Пир 2,6, Грос+Андр 25,3 (N=8);

в) из метабазитов в ассоциации с Гл, Лавс или Клц, Пум (±Кв, арагонит, Мус, %): Альм 47,0, Спес 16,7, Пир 4,5, Грос+Андр 31,8 (N=5);

г) из карбонатных сланцев (%): Альм 40,4, Спес 25,1, Пир 3,0, Грос+Андр 31,5.

Гранаты типа а и б встречаются и в других толщах, а также в зеленых сланцах, например, Новой Зеландии (Brown, 1969), хотя гранаты из зеленосланцевых толщ обычно менее кальциевые, чем из типа б.

Натровые пироксены. В метаграувакках и некоторых других сланцах во франциканском, максютовском и других комплексах, а также в некоторых метаморфизованных кислых эффузивах Альп за счет разложения альбита появляется вместе с кварцем жадеит, содержащий не более 3—15% примесей. Чистый жадеит без кварца присутствует в миндалинах и жилках некоторых метабазитов (Пенжинский пояс, Санбагава и др.) и в метасоматических телах в гипербазитах. Здесь же встречаются диопсид-жадеиты и омфациты, сходные с таковыми в глаукофанизированных эклогитах. В большинстве типичных глаукофан-сланцевых толщ в сланцах и кварцито-сланцах (а также в жилках и метасоматитах среди эклогитов) наблюдаются хлоромелаиты, богатые эгирином (20—50%) вплоть до специфических эгирин-жадеитовых пироксенов (табл. 4). Пироксены из глаукофановых сланцев и ассоциирующих с ними пород заполняют почти все поле треугольника жадеит — эгирин — Ca-пироксен (рис. 20, *а*), кроме интервала несмесимости между жадеитом и омфацитом (диопсид — жадеитом). Этот разрыв смесимости, предполагавшийся ранее Н. Л. Добрецовым (1962), подтвержден специальными исследованиями на микрозонде (Добрецов и др., 1971). Согласно нашим и литературным данным (Bell, Davis, 1966; Essene, Fyfe 1968), интервал и конфигурация поля несмесимости (см. рис. 20, *б*) зависят от температуры и давления, а для железистых пироксенов — также от соотношения Fe^{2+} и Fe^{3+}, определяемых потенциалами кислорода и натрия.

Таблица 4

Средние составы некоторых минералов из глаукофан-сланцевых толщ

Минералы	Число анализов	Параметры	Число ионов кислорода	Число катионов по отношению к кислороду										Сумма катионов	OH	f, %
				Si	Ti	Al	Fe^{+3}	Fe^{+2}	Mn	Mg	Ca	Na	K			
1. Глаукофан	20	$\bar{x}$	24	7,75	0,05	1,83	0,32	1,09	0,01	2,05	0,28	1,68	0,09	15,15	1,73	40,7
		S		0,18	0,06	0,16	0,13	0,32	0,01	0,35	0,18	0,20	0,08	—	0,50	10,0
2. Кросситы (из глаукофан-сланцевых толщ)	11	$\bar{x}$	24	7,76	0,09	1,18	1,03	1,16	0,02	1,80	0,30	1,70	0,08	15,12	1,56	55,0
		S		0,16	0,09	0,28	0,28	0,13	0,01	0,27	0,13	0,21	0,06	—	0,48	6,0
3. Родуситы (магнезиорибекиты) из Fe-кварцитов	14	$\bar{x}$	24	7,80	0,02	0,18	1,80	0,85	0,01	2,54	0,28	1,53	0,06	15,07	1,80	51,2
		S		0,12	0,04	0,16	0,24	0,39	0,01	0,47	0,19	0,20	0,05	—	0,47	8,5
4. Рибекиты метаморфических пород	26	$\bar{x}$	24	7,61	0,17	0,30	1,73	2,57	0,15	0,41	0,29	1,81	0,26	15,30	2,00	91,7
		S		0,21	0,14	0,16	0,25	0,42	0,11	0,41	0,13	0,38	0,16	—	0,15	8,3
5. Винчиты	14	$\bar{x}$	24	7,52	0,05	0,68	0,39	0,51	0,09	3,80	1,35	0,68	0,10	15,17	2,00	20,6
5а. Барруазиты	17	$\bar{x}$	24	7,10	0,09	1,61	0,55	1,12	0,03	2,61	1,15	0,98	0,07	15,31	1,70	40,9
		S		0,19	0,09	0,33	0,23	0,32	0,03	0,51	0,21	0,23	0,04	—	0,52	—
6. Пироксены из метабазитов с глаукофаном	11	$\bar{x}$	6	1,96	0,04	0,56	0,17	0,06	0,04	0,24	0,33	0,63	—	4,03	—	50,8
		S		0,05	0,01	0,35	0,20	0,02	0,02	0,13	0,23	0,23	—	0,06	—	20,0
7. Пироксены из метаграувакков и метапелитов	11	$\bar{x}$	6	1,97	0,01	0,66	0,22	0,03	0,01	0,12	0,14	0,775	—	3,94	—	63,5
		S		0,024	0,01	0,27	0,13	0,02	0,01	0,10	0,10	0,125	—	0,05	—	17,6
8. Жадеиты в гипербазитах	41	$\bar{x}$	6	1,99	—	0,90	0,04	0,014	—	0,075	0,08	0,82	0,02	3,95	—	37,2
		S		0,03	—	0,13	0,06	0,02	—	0,08	0,08	0,09	0,03	0,04	—	19,7
9. Пумпеллииты из глаукофановых сланцев	4	$\bar{x}$	22	6,05	0,03	4,90	0,05	0,40	—	0,45	3,84	0,15	—	15,87	2,0 ($+3H_2O$)	50,0
10. Хлориты из метабазитов с глаукофаном	13	$\bar{x}$	18	2,88	—	2,24	0,23	1,63	0,03	3,07	—	—	—	10,08	7,60	38,3
		S		0,14	—	0,17	0,17	0,36	0,01	0,50	—	—	—	0,10	0,35	8,6
11. Фенгиты	17	$\bar{x}$	12	3,36	0,02	2,10	0,11	0,08	0,01	0,32	0,02	0,10	0,88	7,00	1,99	33,3
12. Стильпномелан	4	$\bar{x}$	10	3,96	0,01	0,72	1,60	0,37	0,21	0,75	0,10	0,06	0,11	7,89	4,0	74,4

Примечания: Средние составы амфиболов (1—4) — по Е. А. Костюк (1970). К составу кросситов (2) близки некоторые составы кросситов из железорудных месторождений типа криворожских, по составу амфиболам типа 3 аналогичны родусит-асбесты, промежуточными между 3 и 4 являются Fe-родуситы. Составы винчитов и барруазитов — по Е. А. Костюк и 10 анализов из работы Н. Л. Добрецова и др. (1972). Средние составы пироксенов — по Н. Л. Добрецову и др. (1971_1). Средние составы хлоритов — по К. Б. Кепежинскас (1967) с добавлениями Н. Л. Добрецова; пумпеллииты, фенгиты, стильпномеланы — из разных источников, в том числе из работы Н. Л. Добрецова (1973). Дополнительные составы см. в тексте.

Амфиболы в глаукофановых сланцах представлены двумя изоморфными рядами — натровыми (с ограниченной примесью Ca) и кальциевыми (натрово-кальциевыми с переменным содержанием Na). Между ними существует разрыв смесимости (Klein, 1969; Добрецов и др., 1972), который, как и в пироксенах, зависит от температуры, давления, соотношения Fe^{2+} и Fe^{3+}, а также от общей железистости и содержания прочих добавочных компонентов. Вследствие многокомпонентности системы и влияния большого числа факторов изменения конфигурации поля несмесимости более сложные, чем в пироксенах.

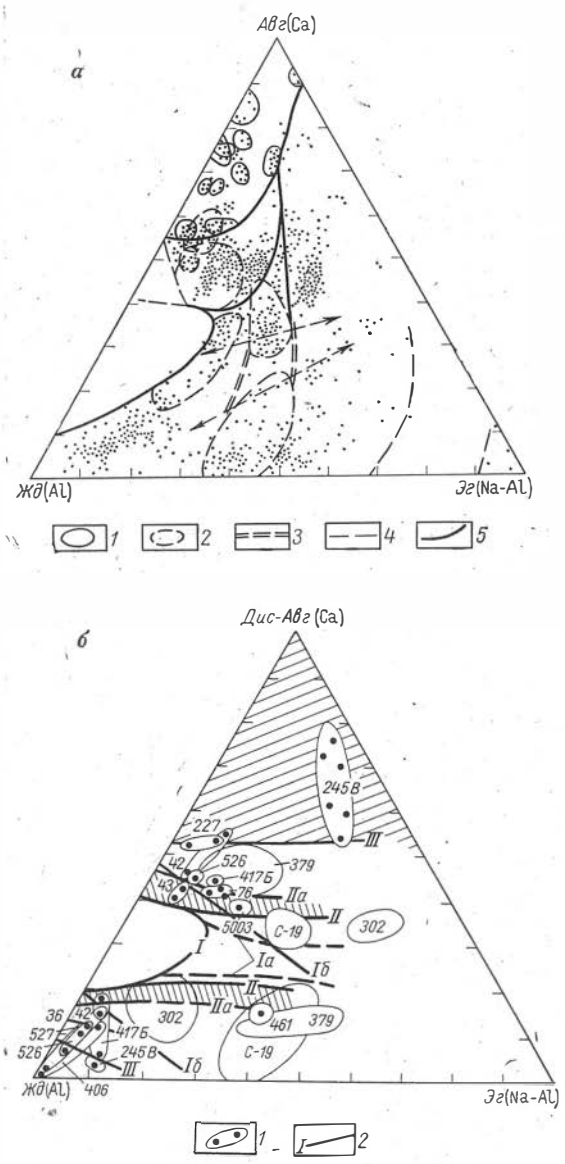


Рис. 20. Составы пироксенов из глаукофановых сланцев и жадеитовых пород

а — по данным Эссена и Файфа (Essen, Fyfe, 1968): Поля составов пироксенов: *1* — из эклогитов; *2* — из глаукофановых сланцев. Направление изменения состава в зональных пироксенах: *3* — первого типа, *4* — второго типа; *5* — границы составов парагенетических типов пироксена; *б* — по данным Н. Л. Добрецова и др. (1971): *1* — проанализированные составы и поле составов зональных пироксенов; *2* — границы поля несмесимости по разным данным; цифры — номера образцов

Соотношения Na и Na-Ca амфиболов и схема их классификации отражены на рис. 21. Натровые амфиболы, согласно классификации В. С. Соболева (1951, 1955) и А. Мияширо (Miyashiro, 1957), подразделены на глаукофан, ферроглаукофан, кроссит (с разновидностью феррокроссит), родусит (или магнезиорибекит) и рибекит. Для глаукофана и кроссита экспериментально получены две полиморфные модификации (Ernst, 1963$_3$), причем в природе встречаются только более плотные (глаукофан II и кроссит II), устойчивые при повышенных давлениях (см. рис. 18). Средние составы главных разновидностей для Na-Ca амфиболов приведены в табл. 4. Преобладают глаукофаны с $f=30—45\%$, причем глаукофаны из метабазитов, как правило, наименее железистые и обогащены Ca. Амфиболы из метапелитов и кварцитов относятся в основном к кросситам и магнезиорибекитам. Ферроглаукофан очень редок, лишь недавно он подтвержден в природе окончательно (Black, 1970)[1].

Амфиболы из каждой толщи образуют почти непрерывные ряды натровых магнезиально-железистых амфиболов. Чаще это ряд глауко-

[1] Ph. M. Black, Am. Min., N 3—4, 1970.

фан — феррокроссит — рибекит, в некоторых комплексах (район Коту-Бизан пояса Санбагава, Атбашинский и Канский в Тянь-Шане) намечается ряд ферроглаукофан — кроссит — магнезиорибекит, для которого характерно замещение $Fe^{2+}Al \rightarrow MgFe^{3+}$.

Кросситы (реже глаукофаны), сосуществующие с Na-Ca-амфиболами, во многих случаях имеют повышенное содержание (15—25%, очень редко больше) кальциевого компонента; такие амфиболы выделены в разновидность *«кальциевые кросситы»*. Na-Ca-амфиболы, сосуществующие с кросситами и глаукофанами (см. рис. 21) характеризуются очень переменными содержаниями Ca-компонента (от 35 до 85%); при Al^{IV}. Амфиболы с содержанием $Al^{IV} \geqslant 0{,}5$ в формуле отнесены в ряду барруазит — роговая обманка, причем разновидность с 50—75% Ca-компонента названа собственно барруазитом, содержащая менее 50% (редко), — Na-барруазитом. Амфиболы с содержанием $Al^{IV} < 0{,}5$ в формуле отнесены к ряду актинолит — винчит, причем винчитом названа разновидность с 50—75% Ca-компонента и содержащая менее 50% — Na-винчитом. Эта схема отражена на рис. 21 и обоснована Н. Л. Добрецовым и др. (1971). Большинство сосуществующих пар и почти все Na-Ca-амфиболы (барруазиты, винчиты) встречаются в метабазитах. Средний состав винчитов (включая амфиболы из Fe-Mn пород в Индии, впервые названные винчитами) приведен в табл. 4.

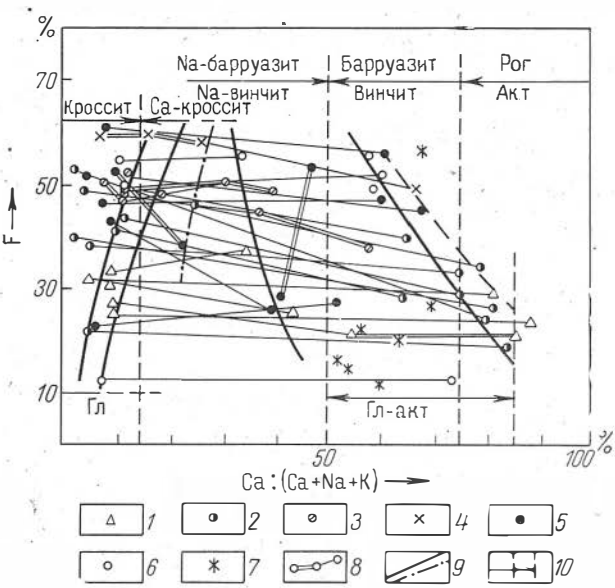


Рис. 21. Сосуществующие Na и Na-Ca амфиболы из различных глаукофан-сланцевых комплексов (Добрецов и др., 1972)

1 — максютовского комплекса, *2* — франциканской формации Калифорнии, *3* — Южного Тянь-Шаня, *4* — Пенжинского пояса, *5* — пояса Санбагава, Япония, *6* — пр. комплексов; *7* — винчиты (Костюк, 1970); *8* — зональные амфиболы; *9* — границы полей несмесимости для разных условий; *10* — границы минеральных видов и разновидностей

Зональность в минералах. Почти все гранаты, а также большинство пироксенов и амфиболов, часть эпидотов и пумпеллиитов в глаукофан-сланцевых толщах отчетливо зональны. Зональность установлена и подробно изучена с помощью электронного микроанализатора (Добрецов и др., $1971_{1,2}$, 1972; Добрецов, 1973; Dadley, 1969; Banno, 1965; Callegari, Viterbo, 1966; Brown, 1969).

Отметим важнейшие типы зональности, установленные в гранатах, пироксенах и амфиболах. Наружная кайма в гранатах может быть: а) обогащена Fe, обеднена Ca; б) обеднена Ca, обогащена Mn, меньше — Fe; в) обогащена Fe, обеднена Mg; в случаях а и б содержание Mg изменяется незначительно; г) обогащена Ca и Fe, обеднена Mn (в метапелитах). Отмечаются также случаи сложной зональности (комбинация типов а, б и в).

Наружная кайма пироксенов может быть: а) обогащена жадеитом, обеднена диопсидом; б) обогащена жадеитом, обеднена и диопсидом,

и эгирином (см. рис. 20, а, зональность I и II типа); в) обогащена эгирином, или наоборот, жадеитом при постоянном содержании Са-компонента; г) обогащена диопсидом, обеднена жадеитом; иногда появляется кайма второго пироксена — диопсид-жадеита. Обратная зональность типа г наблюдалась только при диафторезе жадеитовых пород в гипербазитах, зональность типа в (прямая и обратная) — в метасоматических породах и кварцито-сланцах.

Во внешних зонах амфиболов наиболее резко изменяется (чаще возрастает) содержание Са, причем нередко появляется второй амфибол, который обрастает первый или сосуществует с ним в виде отдельных кристаллов. При различной «кальциевости» железистость (и особенно содержание Fe^{3+}) в более поздних амфиболах в большинстве случаев уменьшается (Добрецов, Костюк и др., 1971).

Таким образом, в зональных минералах наблюдается перераспределение Са и Fe между сосуществующими гранатами, пироксенами и амфиболами, при этом, как правило, в гранатах кальциевость уменьшается, а железистость увеличивается за счет увеличения кальциевости и уменьшения железистости амфиболов. Однако встречаются и более сложные случаи вследствие влияния разных процессов — изменения температуры, или выщелачивания (выноса Са), или изменения окислительного потенциала.

Хлориты глаукофан-сланцевой фации, по предварительным данным (Кепежинскас, 1968; Добрецов, 1973), нередко менее железисты и глиноземисты, чем в аналогичных по составу метабазитах фации зеленых сланцев. Средние составы таких минералов охарактеризованы в табл. 4. В метабазитах и особенно в метапелитах хлориты в ассоциации с альбитом нередко полностью вытеснены Na-амфиболами. *Nm* хлоритов в глаукофан-сланцевых толщах редко превышает 1,630—1,635 и обычно составляет 1,605—1,615. Из сопоставления этих цифр с пределами колебания *Nm* хлоритов в зеленосланцевых толщах (Добрецов, Соболев, Хлестов, 1971_2) следует вывод, что с повышением давления интервал железистости хлоритов (в присутствии альбита) сужается к величине 25—30% ($Nm = 1{,}605—1{,}615$), тогда как при повышении температуры он сужается около 40—50% ($Nm = 1{,}620—1{,}640$).

Белые слюды представлены фенгитом и парагонитом. Содержание Mg, Fe и Si в фенгитах из глаукофановых сланцев достигает наиболее высоких значений по сравнению с мусковитами и фенгитами других фаций [Si до 3,6, (Mg+F) до 0,7 в формуле, рассчитанной на 12 ионов кислорода]. Характерно также преобладание Mg среди дополнительных катионов (Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}). Наряду с модификацией 2M в низкотемпературных породах несланцеватого облика встречаются модификации 1M и 1M*d*. Содержание Na-компонента в фенгитах, сосуществующих с парагонитом, как правило, не превышает 10—15%, как и в зеленых сланцах. Сосуществующие фенгит + парагонит и отдельно парагонит установлены пока преимущественно в более высокотемпературных субфациях $С_4б_1$, $С_4б_2$, $С_4е$, $С_3б$, но надо иметь в виду трудность диагностики парагонита.

В стильпномелане и хлоритоиде глаукофановой фации какие-либо особенности их состава по сравнению с породами других фаций не замечены. Особенности состава стильпномелана были описаны нами при характеристике фации зеленых сланцев (Добрецов и др., 1971_3). Стильпномелан распространен более широко, чем хлоритоид, почти во всем поле фации $С_4$ (см. рис. 19), но преимущественно в низкотемпературных субфациях $С_4а$, $С_4в$, а также в субфациях $С_4д$ и $С_4е$. Хлоритоид, наоборот, встречается редко (благодаря специфике состава толщ) и преимущественно в субфациях $С_4б_1$ и $С_4б_2$.

Биотит в типичных породах фации $С_4$ не встречается, кроме толщ, переходных по условиям к фациям $В_4$ или $С_3$.

Составы сосуществующих минералов, как известно, можно использовать для проверки условий равновесия в глаукофановых сланцах, а также для независимой оценки T и P во время глаукофанового метаморфизма. Закономерное распределение элементов (Fe, Mg, Al, Ti, Mn и др.) между сосуществующими минералами в глаукофановых сланцах пояса Санбагава (Япония) и Калифорнии было использовано Г. Эрнстом и др. (1970; Ernst et al., 1970) для демонстра-

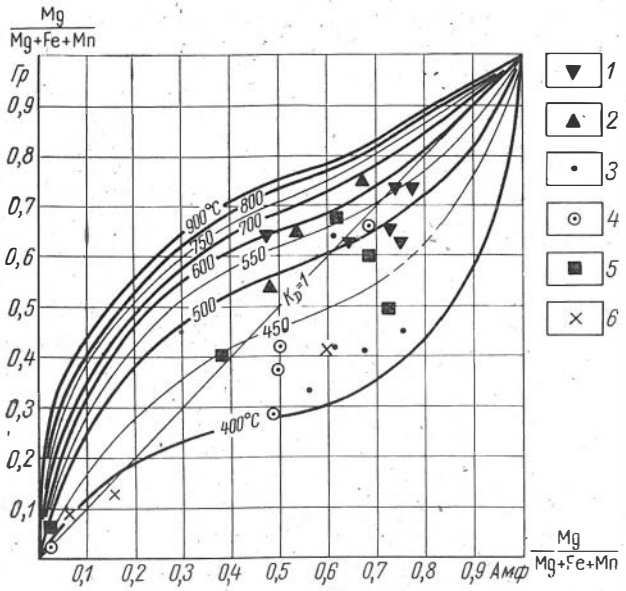


Рис. 22. Диаграмма фазового соответствия с изотермами распределения магния между сосуществующими амфиболами и клинопироксеном в эклогитах и глаукофановых сланцах (Перчук, 1970) с точками из глаукофановых сланцев

1 — максютовского комплекса, *2* — Полярного Урала, *3* — Санбагавы, *4* — Калифорнии, *5* — Сусунайского пояса, *6* — Пенжинского пояса

ции равновесия и отличия физических условий в породах этих двух сравниваемых районов. Количественно T и P оцениваются по диаграммам Л. Л. Перчука (1970): для пар клинопироксен — амфибол, амфибол — гранат, гранат — клинопироксен, и ориентировочно — для пар хлорит — гранат, хлорит — амфибол; на них использовано изменение магнезиальности ($mg = 1 - f$, где f — общая железистость) сосуществующих минералов в вышеуказанных парах в зависимости от температуры, а для пары гранат — клинопироксен — также и от давления. Для последней пары необходимо знать температуры (например, определить ее по диаграммам для других пар минералов), чтобы оценить давление.

Более ста проанализированных пар минералов из различных глаукофан-сланцевых комплексов нанесены на диаграммы Л. Л. Перчука (в частности на рис. 22, 23), а усредненные для разных зон и комплексов значения давления и температур приведены в табл. 5. При этом учтены результаты не только по породам фации C_4, но и по примыкающим зонам (в зональных комплексах) фаций — C_3 и B_4. Многие конкретные цифры будут использованы при описании соответствующих комплексов.

Из рисунков 22 и 23 видно, что для незональных комплексов в целом и для отдельных зон зональных комплексов получены слишком большие колебания температур (более 100° С, а иногда до 300° С) и давлений. Устанавливаются расхождения как для одинаковых, так и для разных пар минералов в одной зоне. Разброс точек на диаграммах, помимо действительных колебаний T и P, объясняется неточностями диаграмм и самого метода, а именно: а) влиянием третьих компонентов (Mn в гранатах, Ti, Fe^{3+} в слюдах и т. п.); б) неоправданным объединением Fe^{2+} и Fe^{3+} (Fe^{3+} много в Na-пироксенах и амфиболах и практически нет в проанализированных гранатах); в) объединением на одной диаграмме Na- и Ca-пироксенов и амфиболов, разделенных в

действительности разрывом смесимости; г) влиянием зональности минералов и их сложной термобарической эволюции (особенно влияет наложенный диафторез).

Усредненные по диаграммам Л. Л. Перчука цифры в табл. 5 являются более правдоподобными оценками, ближе согласующимися с оценками других методов определения P и T. Однако и здесь получились заниженные, по нашему мнению, оценки. Это связано с тем, что составы сосуществующих минералов могут фиксировать только темпе-

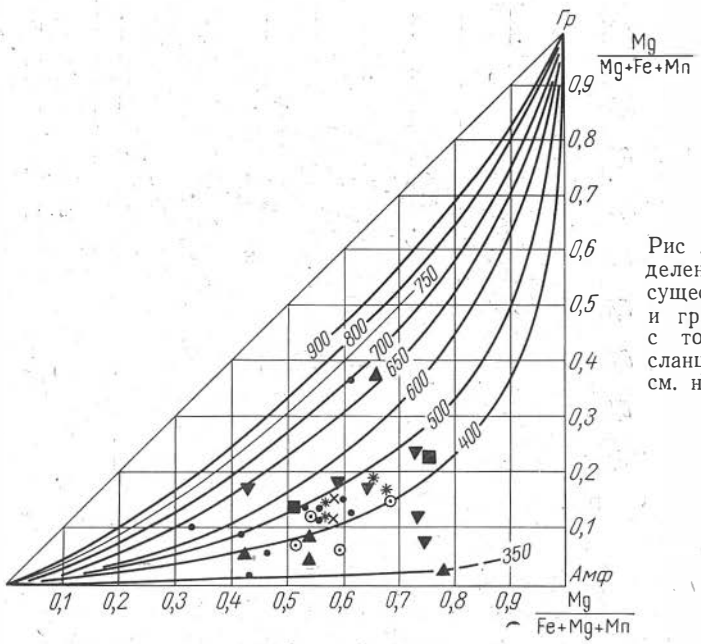


Рис .23. Изотермы распределения магния между сосуществующими амфиболом и гранатом (Перчук, 1970) с точками из глаукофансланцевых толщ. Усл. обозн. см. на рис. 22; звездочка — прочие районы

ратуру последнего равновесия на регрессивной стадии или при диафторезе, после которого флюид был исчерпан или удален, а перераспределение компонентов между фазами невозможно. (Так как это зависит от кинетики, в частности, от коэффициентов диффузии Fe и Mg, различных в разных минералах, то могут получаться соотношения, вообще не соответствующие никакому равновесию, однако существенные отклонения от равновесия, вероятно, редки). Для оценки же максимального значения температуры (и давления), которое является единственной характерной точкой при любой термобарической эволюции, более пригодными могут оказаться значения, близкие к максимальным (с учетом, конечно, ошибок метода[1]). Такие значения также приведены в табл. 5; они лучше сопоставляются с максимальными оценками других методов и оценками по схеме субфаций (см. рис. 19), также показанными в табл. 5.

Изотопно-кислородный метод (Taylor, Coleman, 1968) в принципе аналогичен методу Л. Л. Перчука, основанному на распределении изоморфных элементов. В изотопно-кислородном методе принимается, что с повышением температуры между минералами через воду происходит перераспределение изотопов O^{18} и O^{16}, причем оно не зависит от давления. В отличие от диаграмм Л. Л. Перчука, построенных с помощью методов, которые пока не имеют твердой экспериментальной базы, для изотопно-кислородного метода изучен ряд экспериментальных реперных

[1] В этом отношении трактовка максимальных цифр аналогична трактовке K-Ar дат абсолютного возраста: если исключить ошибки метода, то температура, как и возраст пород, могут быть только больше максимальных цифр.

Таблица 5

Сопоставление температур (°С) и давлений (кбар), определенных по разным «термометрам» и «барометрам» в глаукофан-сланцевых комплексах

Комплекс	Зона	По диаграммам Л. Л. Перчука (1970)					Изотопно-кислородный метод[1]			Гомогенизация включений				T и P (макс.) по схеме субфаций (см. рис. 19)	
										ранних[2]		поздних			
		$T_{ср}$	число измерений	$T_{макс}$	$P_{ср}$	число измерений	$T_{ср}$	число измерений	$T_{макс}$	$T_{гом}$	$T\ (P)$	$T_{гом}$	P	T	P
Францисканский	II—III (Лавс—Гл)	430	7	460	—	—	300	15	325—410	—	—	—	—	430	14
	IV (Эклогиты)	470	3	520	12,5	6	550	10	580	—	—	—	—	550	17
Максютовский	—	500	15	780 (для эклогитов) 550—650	10,5	13	—	—	—	140—150	650 (10)	450	1—2	500—600	14—16
Пенжинский	III (Лавс—Гл)	405	3	430	—	—	—	—	—	130	450 (7)	225	?	400—450	13
Чарский	Эклогиты и Гр-Глаукофановые породы	485	2	520	—	—	—	—	—	140	500 (8)	250	?	500	14
Санбагава, Кото-Бизан	III (D)	430	10	500—620	13,5	1	—	—	—	—	—	—	—	500—550	12—14
Санбагава, Бесси, Ширатаки	D, E	580	8	615—655	12	2	490	3	510	—	—	—	—	600—650	10
Сусунайский	II (промежуточная)	480	8	—	10	1	—	—	—	140	500 (8)	—	—	450—400	8—9
Полярный Урал, Кечь-Пель	III (Гр—Гл)	410	4	490—630	10	2	—	—	—	—	—	—	—	500—550	12—14

[1] По данным Taylor, Coleman, 1968.
[2] $T\ (P) = T_{гом} + \Delta T$—температура с условной поправкой на давление, (P)—ориентировочное по схеме субфаций

кривых (Кв — Муск, Кв — Мт или Гем, Кв — Ка), на основе которых получены примерные оценки температур и для пар кварц — гранат, кварц — лавсонит, кварц — глаукофан (Taylor, Coleman, 1968). Однако на их точность влияют переменный состав минералов и флюида, трудность определения малых содержаний изотопов, и, что особенно важно, — нередкая позднейшая перекристаллизация основных реперных минералов — кварца, кальцита, мусковита. Последнее хорошо видно при изучении газово-жидких включений в минералах глаукофановых и зеленых сланцев, а также диафторитов по эклогитам.

Изучение газово-жидких и многофазных включений. Такое изучение в указанных породах проведено впервые и потому его результаты относительно подробно представлены в табл. 6. Наи-

Таблица 6

Результаты изучения газово-жидких и многофазных включений в глаукофановых сланцах и эклогитах

Номер образца	Место взятия образца	Краткая характеристика пород	Минерал	Включения	Температуры гомогенизации, °С		Тип включения
					исчезновение газовых пузырьков	растворение соли	
27д	Максютовский комплекс, Южный Урал	Измененный эклогит с кварцевым прожилком	Гранат	ж+г	140—150	—	I
			Пироксен	ж+г	130—140	—	I
				ж+г	195	—	II
				ж+г+соль	230—240	140—170	III
			Кварц основной массы	ж+г+соль	215	130	III
				ж+г+соль$_1$ +соль$_2$	190—195	(1 соли) 260 (2 соли) 445—450	IIа
			Кварцевый прожилок	ж+г+соль	420—425	125—130	IV
				ж+г+соль	215—240	125	III
				ж+г+соль	155—170	245—260	IIб
				ж+г+соль	175—190	230—240	IIа
				ж+г	215—240	—	II
				ж+г	180—195	—	II
5	Чарский пояс	Кварцит	Кварц	ж+г	85—90	—	0
				ж+г	140	—	I
			Кв+Хл+ +Акт	ж+г+соль	245	290	IIа
				ж+г	240	—	II
800	Пенжинский пояс	Кварцито-сланец	Кварц	ж+г	130—135	—	I
				ж+г	215—225	—	II
34	Там же	Глаукофановый метаэффузив с кварцевым прожилком	Кварцевый прожилок	ж+г	235—240	—	II
108	Уймонский пояс, Горный Алтай	Глаукофановый сланец	Кварц	ж+г	70—200	—	0—I
578	Там же	Кварцит	»	ж+г	200—360	—	II
		»	»	ж+г	490	—	V

более интересны включения в кварцевом прожилке (обр. 27д) и в кварците (обр. 578). В них установлено несколько генераций включений, в которых поздние вторичные включения показали температуру растворения солей около 450° С (обр. 27д) или температуру гомогенизации 490° С (обр. 578). Поздний характер таких включений в обр. 27д установлен по пересечению трещиной с включениями цепочки ранних включений. Очевидно, ранние включения, хотя и имеют $T_{гом}$ около 140—150° С, могут иметь температуру образования только больше, чем температуры в поздних включениях. Если учесть поправку на давление по изохорам чистой воды, то в образце 27д $T(P)=650°$ С при $P=$ $=10$ *кбар*. В других образцах большинство первичных включений также имеют $T_{гом}$ около 110—150° С, что для давлений 7—9 *кбар* соответствует температуре на изохоре 450—500° С. Такие двухфазовые включения гомогенизируются в жидкость, имеют высокую плотность, по данным криометрии, замерзают при —27—33° С, т. е. соли в основном представлены NaCl.

Несмотря на недостатки разных методов, сопоставление максимальных цифр в табл. 5 показывает все же удовлетворительную их сходимость и, что следует подчеркнуть, соответствие цифрам, определенным по схеме субфаций (см. рис. 19). Это позволяет уверенно говорить о действительных интервалах T и P в хорошо изученных комплексах (например, Максютовском, Франциканском, Санбагаве) и подтверждает правильность рис. 19 и предположений, на которых он построен, в частности, о режиме воды. Значения $P_{H_2O}=0{,}8—0{,}9\,P_{общ}$, принятые при построении рис. 19, подтверждаются также данными по газово-жидким включениям, некоторыми косвенными сопоставлениями линий реакции при разных P_{H_2O}, зависящих в разной степени или не зависящих от соотношения $P_{H_2O}/P_{общ}$ и отклонением от идеальности смеси H_2O и CO_2 при низких температурах (Добрецов, 1973; Добрецов и др., 1971). Большинство исследователей, непосредственно занимавшихся глаукофановыми сланцами, единодушны в выводе о высоких давлениях H_2O при их образовании, лишь А. А. Маракушев (1965, 1969) предполагает для глаукофановых сланцев очень низкое P_{H_2O} (порядка 1000 *бар*).

В заключение приведем список критических кварцсодержащих ассоциаций в метабазитах и метапелитах в различных субфациях глаукофан-сланцевой фации, которые получены на основе рисунков 18 и 19.

Метабазиты	*Метапелиты*
Субфация $C_4а$ (альбит-лавсонитовая)	
Аб+Лавс+Хл+Пум	Аб+Хл+Стильп+Прф
Лавс+Цо+Пум+Аб	
Винчит+Пум+Аб+Хл или Ка	
Кр+Акт+Аб+Хл	
Субфация $C_4б_1$ (кроссит-винчитовая)	
Винчит+Са=кроссит+Хл+Аб+Fe-Эп	Аб+Хл+Па+Цо
	Хл+Хд+Па+Цо
Винчит+Эп+Аб+Ка	Хлд+Па+Пир+Цо
Субфация $C_4б_2$ (глаукофан-эпидот-хлоритоидная)	
Га+винчит+Аб+Цо	
Винчит (барруазит)+Гл+Аб+Хл±Эп	Гл+Па+Аб+Цо
	Гл+Хлд+Аб±Цо
Винчит (барруазит)+Аб+Эп+Па	Гл+Па+Цо+Хлд
	Хл+Аб+Хлд+Цо
	Хл+Аб+Па+Цо
Субфация $C_4в$ (пумпеллиит-лавсонит-глаукофановая)	
Лав+Аб+Гл+Пум±Хл	Аб+Па+кроссит+лавс
Лавс+Цо+Пум+Аб	Хл+Гл+Па±Лавс
Гл+Акт+Пу+Хл	
Субфация $C_4г$ (эпидот-лавсонит-глаукофановая)	
	Гл+Па+Аб±Лавс
Гл+винчит+Лавс+Аб±Хл	Гл+Па+Хлд±Лавс
Гл+винчит+Цо+Аб	

Гл+Лавс+Эп+Пум
Гл+Лавс+Цо+Аб±Хл
Гл+Хл+Хлд+Лавс

Субфация $C_4д$ (жадеит-глаукофановая)

Гл+винчит+Лавс+Хлм (Жд)
Жд+Лавс+Гл+винчит
Лавс+Эп+Хлм+винчит
Лавс+Гл+Цо+Жд
Гл+Жд+Па+Лавс
Гл+Жд+Па±Хд
Хлд+Хл+Гл+Лавс
Гл+Жд+Па+Лавс

Субфация $C_4е$ (альмандин-лавсонитовая)

Гл+Лавс+Альм+Цо±Аб
Гл+Альм+Рог+Цо
Рог+Гл+Па+Цо±Жд
Гл+Жд+Па+Цо
Гл+Па+Жд+Рог
Хлд+Альм+Гл+Цо

Для метапелитов, кроме того, построена диаграмма (рис. 24), показывающая зависимость их парагенезисов от потенциала натрия и кислорода для «средних» условий фации глаукофановых сланцев, примерно соответствующих «пумпеллиитовой границе», между субфациями $C_4в$ и $C_4б,г$, когда поле парагонита и хлоритоида минимальное. Она аналогична диаграмме μ_{Na_2O} — μ_{O_2} для зеленосланцевой фации (Добрецов и др., 1971_3). При ее построении принято, что глиноземистость и железистость хлорита во всех случаях больше глиноземистости и железистости сосуществующего Na-амфибола. По сравнению с фацией зеленых сланцев на этой диаграмме поле хлорита, вытесняемого глаукофаном, заметно сократилось, появилось поле хлормеланита, расширилось поле стильпномелана, рибекита, эгирина. При повышении потенциала натрия (треугольники 1—7, см. рис. 24) исчезают парагонит, хлоритоид, поле натровых амфиболов сначала расширяется, а затем при появлении хлормеланита сужается за счет перехода Fe^{2+} из амфибола в виде Fe^{3+} в пироксен. Повышение окислительного потенциала приводит к сходным изменениям, а также к появлению стильпномелана в равновесии с глаукофаном — кросситом. При наиболее высоких значениях μ_{O_2} и μ_{Na_2O} стильпномелан неустойчив, поле составов амфиболов сокращается до минимума (в них полностью исчезает Fe^{2+}) и появляется ассоциация эгирин+тальк.

При понижении температуры (см. рис. 24) следует ожидать исчезновения полей парагонита и хлоритоида, расширения полей хлормеланита, родусита, стильпномелана, при повышении температуры — обратные изменения, причем в поле хлоритоида станут устойчивы ассоциации хлоритоид+глаукофан и парагонит+лавсонит (см. рис. 18). Повышение давления оказывает на парагенезисы с пироксеном и амфиболом такое же влияние, как и понижение температуры (в частности, расширяется поле хлормеланита, который будет обогащаться жадеитом вплоть до разложения альбита на жадеит и кварц).

С возрастанием X_{CO_2}, как было показано на многопучковых диаграммах T—X_{CO_2} (Chatterjee, 1971), происходит сначала карбонатизация везувиана (и, вероятно, гроссуляра), затем серия реакций с участием Дол, Тр и Гл, из которых наиболее интересны реакции Аб+Гр→Гл+Ка (зависит от T и X_{CO_2}) и Гл+Ка→Аб+Дол (зависит в основном от X_{CO_2}). При самых высоких X_{CO_2} должны появиться ассоциации кальцита с парагонитом, хлоритоидом, пирофиллитом (?).

§ 13. ПЕТРОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС ГЛАУКОФАНОВЫХ СЛАНЦЕВ

Необходимость отдельного рассмотрения этой проблемы в фации глаукофановых сланцев, в отличие от других фаций, диктуется тем обстоятельством, что многие исследователи, например А. А. Маракушев (1965, 1967_1, 1968 и др.), отстаивают точку зрения, что образование глаукофановых сланцев объясняется только натровым метасоматозом, а высокое давление при этом совсем не обязательно. Для решения во-

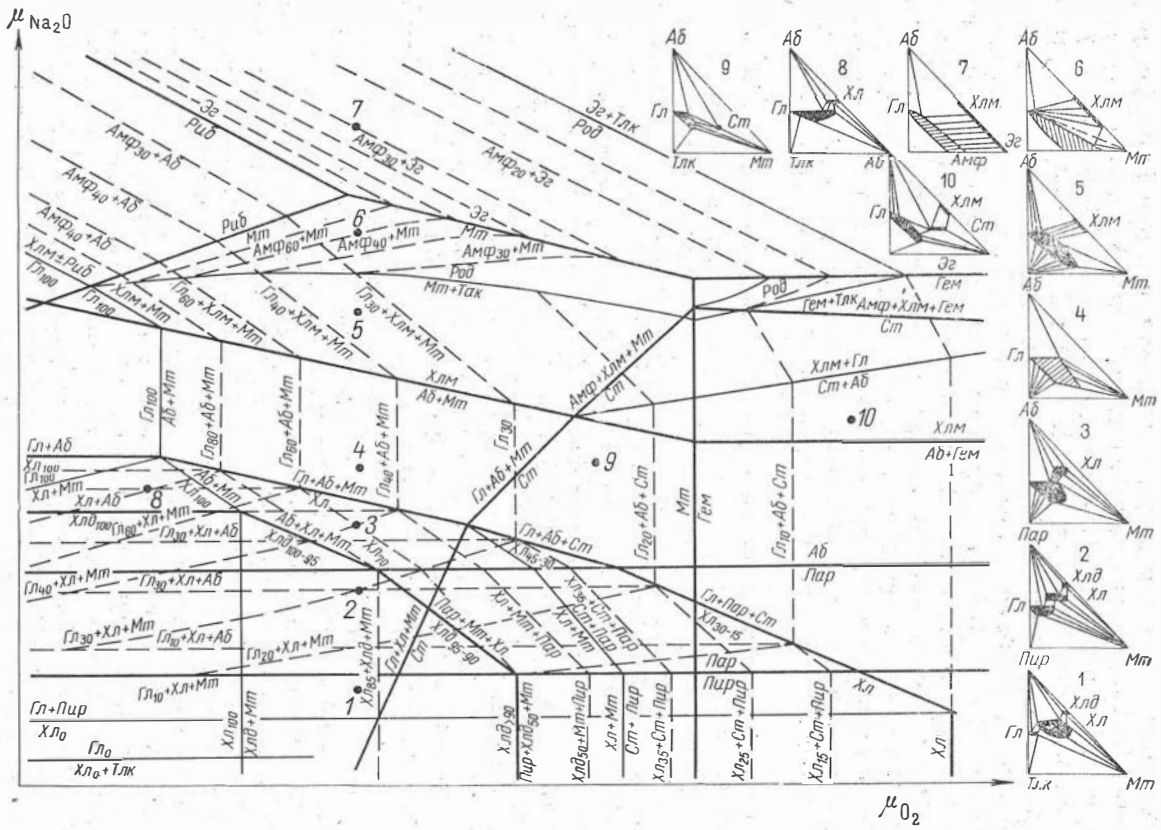


Рис. 24. Ассоциации метапелитов глаукофан-сланцевой фации в зависимости от μ_{Na_2O} и μ_{O_2} при постоянных T и P («средних» для глаукофан-сланцевой фации). Треугольники с цифрами 1—10 соответствуют точкам (*1—10*) на диаграмме

проса о значении натрового метасоматоза составы метабазитов (как представителей наиболее устойчивой по составу группы пород) на основе обширного аналитического материала сопоставлены между собой, причем здесь можно выделить три случая.

1. Сравнение отдельных анализов метабазитов из разных фаций, в том числе из глаукофановых и зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов, проводилось в разные годы многими исследователями (Washington, 1901; Niggli, 1948; Розенбуш, 1934; Соболев, 1955; Ernst, 1963; Добрецов, 1973) и все они пришли к выводу, что при выборочном сопоставлении глаукофановые метабазиты от зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов почти не отличаются. Это иллюстрирует табл. 7, составленная по данным Эрнста (Ernst, 1963) и Н. Л. Добрецова (1973). Первые три колонки в табл. 7 показывают сходство средних составов десяти случайно выбранных анализов в каждой из вышеуказанных групп. Кроме того, в табл. 7 приведены пары и тройки анализов различных сланцев, существенно отличающихся по ассоциациям, но практически идентичных по составу (кроме отличий в степени окисления, H_2O^+ или П.п.п. в некоторых из них). Очевидно, можно подобрать какие угодно близкие составы глаукофановых сланцев и других пород. По крайней мере, для таких идентичных по составу, но разных по ассоциациям пород должны различаться и физические условия их образования.

2. Сравнение средних составов метабазитов из разных комплексов и вероятных исходных пород (базальтов разных формационных типов) иллюстрируется табл. 8 и рис. 25. При вычислении средних составов (см. табл. 8) использовались только анализы пород с глаукофаном, кросситом или иногда винчитом, содержащими, как правило, 20—50% Na-амфибола[1] из типичных лавсонит-глаукофановых зон. Метабазиты с кросситом из промежуточных субфаций C_4a_1 и $C_4б_1$ нередко по составу отличаются от базальтов (например, на Сахалине), так как в таких зонах Na-амфиболы появляются в первую очередь в породах, богатых Fe^{3+} и Na; однако в целом метабазиты из таких толщ аналогичны средним составам пород, указанных в табл. 8 (Добрецов, 1973).

По большинству параметров, как видно из табл. 8 и рис. 25, глаукофановые сланцы как и эклогиты не отличаются от базальтов. Колебания их составов лежат в пределах колебаний составов базальтов разных формационных типов. Только 10 анализов глаукофановых сланцев из Альп (Розенбуш, 1934) отклоняются в сторону спилитов, но это в основном глаукофаниты, обогащенные глаукофаном, часть из которых, несомненно, метасоматического происхождения. Из сопоставления средних составов на рис. 25 следует, что глаукофановые сланцы (и частично эклогиты, ассоциирующие с глаукофановыми сланцами) обогащены натрием и обеднены калием при постоянной сумме щелочей. Эту тенденцию (см. рис. 25, слева диагональные стрелки) автор склонен объяснять так же, как и генезис спилитов, т. е. взаимодействием пород с морской водой или захороненными рассолами до или во время метаморфизма. Предварительная спилитизация глаукофановых метабазитов во многих случаях устанавливается несомненно как из полевых наблюдений, так и петрохимических сопоставлений.

Обычные зеленокаменные толщи, в том числе те из них, которые перекрывают глаукофан-сланцевые, соответствуют в разной степени спилитизированным платобазальтам (SiO_2 — 50—52%; TiO_2 — 1,4—1,7%; MgO — 6—7%; соотношение Na_2O и CaO переменное; $Na_2O + K_2O = 3—6\%$; $CaO = 6—10\%$). Метабазиты глаукофан-сланцевых толщ более специфичны. Средние составы метабазитов из 12 глаукофан-

[1] Если принять средние содержания Na_2O в базальтах около 3%, то это соответствует 20—25% (по весу) альбита и 30—35% глаукофана.

Таблица 7

Сопоставление выбранных анализов глаукофановых сланцев, зеленых сланцев, эпидотовых амфиболитов (Ernst, 1963; анализы с о. Сахалин—Добрецов, 1973)

Компоненты	Средние случайных выборок			Сопоставление анализов										
				Калифорния и Япония					Венесуэла		о. Сахалин			
	10 г. с.	10 з. с.	10 э. а.	г. с.	з. с.	э. а.	г. с.	з. с.	г. с.	э. а.	г. с.	з. с.	г. с.	з. с.
SiO_2	47,90	48,36	49,10	49,12	48,52	52,35	49,30	48,15	49,69	48,41	48,55	48,12	50,05	49,65
TiO_2	2,11	1,79	1,30	0,61	0,93	1,20	2,10	1,80	0,77	0,71	1,41	1,39	2,20	2,64
Al_2O_3	15,05	15,30	15,43	14,99	14,93	14,80	14,89	15,61	14,78	15,12	15,11	15,58	14,74	14,78
Fe_2O_3	4,29	5,98	3,58	0,97	3,82	1,64	2,88	8,02	5,14	4,61	3,90	3,81	3,76	3,32
FeO	7,06	6,66	7,54	9,21	9,53	9,12	12,46	6,69	4,23	4,29	6,51	6,66	7,05	6,93
MnO	0,13	0,25	0,30	0,07	0,43	0,25	—	—	0,14	0,13	0,17	0,17	0,12	0,08
MgO	5,89	6,37	7,06	6,58	5,35	6,50	5,25	7,83	9,36	9,30	7,13	7,26	4,91	5,52
CaO	9,50	7,46	9,90	10,65	10,57	9,30	4,90	4,70	9,50	10,83	9,75	9,54	6,65	7,87
Na_2O	2,98	3,50	2,67	2,58	2,65	2,10	4,18	4,35	2,67	2,86	3,51	3,57	4,04	4,04
K_2O	0,83	0,59	0,54	0,90	0,11	Следы	0,16	0,49	0,81	0,11	0,25	0,21	2,17	0,43
P_2O_5	0,13	0,27	0,15	0,12	Следы	»	—	—	0,07	0,07	—	0,24	0,36	0,27
H_2O+	3,29	3,42	2,25	4,11	2,95	2,50	2,10	4,12	2,65	2,38	3,35	2,60	3,10	3,72
CO_2	1,18	0,16	—	0,00		0,0	1,38	—	—					
Сумма . . .	100,34	100,11	99,82	99,91	99,79	99,76	99,60	101,76	99,81	98,82	99,64	99,15	99,15	99,25
Главные и второстепенные (в скобках) минералы	Гл, Эп или Лавс, Пумп, (±Гр, Мп, Хл)	Аб, Эп, Хл ±(Акт, Ст)	Ро, Эп, Аб (Пл), (±Гр, Хл, Би)	Гл, Лавс, Пумп	Аб, Эп, Хл	Рог, Эп, Аб, Хл	Гр, Гл, (Аб, Хл)	Аб, Эп, Хл	Гл, Эп (Акт)	Акт, Эп, Аб (Гл)	Гл, Эп, Пумп (Хл, Аб)	(Мп), Акт, Эп, Аб, Хл	—	—

Примечания. г. с.—глаукофановые сланцы, з. с.—зеленые сланцы, э. а.—эпидотовые амфиболиты.

Таблица 8

Средние химические составы метабазитов с глаукофаном в сравнении со спилитами и базальтами, вес. % (числитель—среднее содержание, знаменатель—стандартное отклонение)

Компоненты	Глаукофановые сланцы				Спилиты		Базальты и глаукофановые сланцы в пересчете на сухое вещество					
								щелочные базальты				
	Северо-Западная Камчатка	Калифорния	Альпы	Тянь-Шань	средние	пересчет на сухое вещество	траппы Сибири	континентальные	океанские	глаукофановые сланцы Северо-Западной Камчатки	глаукофановые сланцы Калифорнии	глаукофановые сланцы Тянь-Шаня
SiO_2	45,92 / 4,35	47,57	48,05	44,12	49,06 / 4,03	51,54	49,25 / 1,48	49,18 / 2,24	46,74 / 1,88	49,24	49,81	47,45
TiO_2	1,88 / 0,66	1,48	2,35	1,94	1,60 / 0,88	1,68	1,50 / 0,61	2,26 / 0,64	3,08 / 0,72	2,01	1,54	2,01
Al_2O_3	13,77 / 2,26	14,97	14,78	13,48	14,97 / 2,91	15,73	15,61 / 1,37	15,69 / 2,24	14,84 / 1,90	14,75	15,68	14,45
$FeO_{общ}$	10,82 / 2,27	10,29	13,15	12,17	11,10 / 2,26	11,66	13,20 / 2,00	11,60 / 2,06	12,60 / 1,40	11,50	10,79	12,96
MnO	0,20 / 0,05	0,24	0,08	0,17	0,19 / 0,09	0,19	0,19 / 0,08	0,15 / 0,14	0,16 / 0,05	0,20	0,24	0,18
MgO	7,09 / 2,69	6,20	5,56	7,98	5,69 / 2,26	6,00	6,28 / 1,24	7,18 / 2,27	8,26 / 2,55	7,59	6,43	8,51
CaO	9,98 / 4,14	10,39	7,95	9,95	7,22 / 2,50	7,60	10,88 / 1,22	9,24 / 1,24	9,89 / 1,69	10,69	10,91	10,66
Na_2O	2,74 / 1,14	3,13 / 1,10	3,62	2,85	4,23 / 1,30	4,45	2,22 / 0,61	2,92 / 0,57	2,89 / 0,60	2,93	3,38	3,03
K_2O	0,73 / 0,87	0,91	1,05	0,52	0,77 / 0,73	0,81	0,74 / 0,47	1,34 / 0,45	1,11 / 0,45	0,78	0,96	0,55
P_2O_5	0,29	0,31	—	0,19	0,23	0,24	0,13 / 0,14	0,45 / 0,25	0,43 / 0,10	0,31	0,32	0,20
П. п. п.	6,40 / 3,31	4,72	2,64	6,12	5,60 / 2,70	—	—	—	—	—	—	—
Число анализов	67	15	10	13	76	76	196	276	118	67	15	13

сланцевых комплексов, при вычислении которых были учтены все составы метаэффузивов толщ, а не только породы с глаукофаном, указанные в табл. 8, были сопоставлены (Добрецов, 1973) с формационными типами базальтов с использованием дискриминантных уравнений В. А. Кутолина (1969). При этом выяснилось, что часть метабазитов близка к океаническим базальтам (различной смеси толеитовых и щелочных базальтов) и имеют в среднем следующий состав[1] (%): SiO_2 45—48, TiO_2 1,8—2,5, Al_2O_3 13—17, MgO 8—9, Na_2O 2,2—3,4,

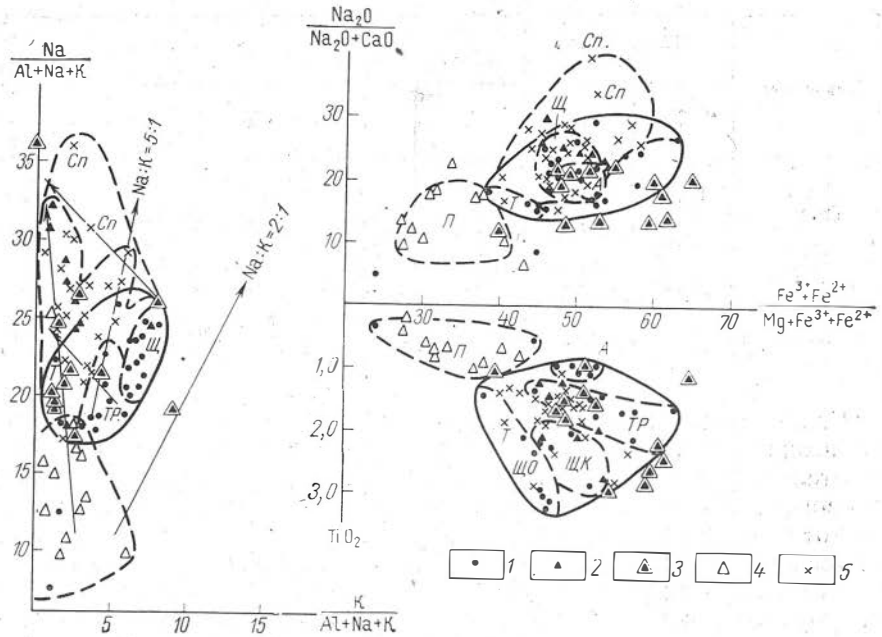


Рис. 25. Средние составы базальтов (*1*), эклогитов, ассоциирующих с глаукофановыми сланцами (*2*), эклогитов в гнейсах (*3*), «пикритовых» эклогитов (*4*), метабазитов из глаукофан-сланцевых толщ (*5*) и спилитов (Сп). Овалами и буквами — *Т* (океанические толеиты), *ТР* (траппы), ЩО (щелочные океанические базальты), ЩК (щелочные континентальные оливиновые базальты) — показаны представители разных формационных типов базальтов (Кутолин, 1969)

K_2O 0,3—0,6. Остальные метабазиты сходны с континентальной оливин-базальтовой формацией или представляют собой особые щелочные раннегеосинклинальные (?) базальты следующего состава[1] (%): SiO_2 ~50, TiO_2 1,5—2, Al_2O_3 14—16, MgO 6—7, Na_2O 2,6—3,8, K_2O 0,5—1,1. В некоторых районах, где устанавливается несколько разновозрастных кремнисто-вулканогенных формаций, например в Корякском нагорье, отмечается закономерное изменение состава базальтоидов от океанических базальтов в древних формациях (метаморфизованных в глаукофан-сланцевой фации) до андезито-базальтовой формации в молодых. Близость метабазитов глаукофан-сланцевых толщ к океаническим базальтам отмечали многие авторы (Ernst et al., 1970; Hashimoto et al., 1970).

3. Сравнение метабазитов одной и той же толщи из разных зон было проведено в метабазитах Пенжинского пояса Северо-Западной Камчатки (Добрецов и др., 1967) и во франсисканском комплексе Калифорнии (Coleman, Lee, 1963; Ernst et al., 1970). Оно показало, что при образовании глаукофан-сланцевых зон (пород, содержащих 20—

[1] Все значения — в пересчете на сухое вещество.

50% глаукофана) не происходит заметного обогащения их натрием (и вообще щелочами) по сравнению с соседними зеленосланцевыми зонами. Это иллюстрируется следующими цифрами (табл. 9) для Пенжинского пояса (Добрецов и др., 1967).

Таблица 9

Сопоставление средних составов метабазитов из разных зон илпенейской свиты (Северо-Западная Камчатка), вес. %

($\bar{x}$—среднее содержание, S—стандарт)

Компоненты	Глаукофановые сланцы		Глаукофанизированные метаэффузивы		Зеленые и другие сланцы		Зеленокаменные породы	
	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S
Al_2O_3	14,14	2,26	13,24	2,47	13,51	2,31	13,54	2,46
CaO	9,30	2,65	10,29	5,50	9,83	4,35	11,02	3,28
Na_2O	2,67	0,81	3,19	1,08	2,38	1,35	2,31	1,28
K_2O	0,49	0,66	0,67	0,61	0,90	0,83	0,94	1,34
$Na_2O:Al_2O_3$	0,19	—	0,23	—	0,18	—	0,18	—
Число анализов	20		21		16		10	

Различия между группами пород по составу в табл. 9 по t-критерию незначимы[1]. Этот вывод, как и сопоставления средних составов, свидетельствует о том, что перераспределения Na и Ca во время глаукофанового метаморфизма не происходило или оно было несущественным, а некоторое обогащение натрием глаукофан-сланцевых метабазитов и большинства зеленокаменных толщ может быть отнесено только к ранней стадии формирования пород — к стадиям диагенеза, начального метаморфизма или подводного излияния (для некоторых глубоководных спилитов).

Таким образом, петрохимические сопоставления метабазитов всеми тремя способами показывают, что предполагавшийся заметный региональный метасоматоз (в частности, привнос щелочей) при глаукофановом метаморфизме не подтверждается. Аналогичные сопоставления можно провести и для метапелитов, метаграувакков и кремнистых пород, как это сделано для Калифорнии (Coleman, Lee, 1963; Coleman, 1965) и Японии (Miyashiro, Haramura, 1966). Нельзя отрицать, что в этих выводах имеются дискуссионные моменты. В то же время следует подчеркнуть, что дилеммы «натровый метасоматоз» или «высокое давление» не существует. Наличие или отсутствие натрового метасоматоза ничего не говорит о давлении при этом процессе, точно так же, как представление о повышенных давлениях при образовании глаукофановых сланцев, обоснованное суммой геологических, минералогических и экспериментальных данных, не зависит от вывода об изохимическом или неизохимическом характере метаморфизма.

Многие минералого-петрографические особенности глаукофан-сланцевых толщ, используемые для доказательства натрового метасоматоза, можно объяснить и иначе. Так, например, появление натрового амфибола в метабазитах не означает, как правило, привноса Na_2O (или повышение потенциала Na), так как глаукофан образуется не вместо актинолита (хотя иногда и замещает актинолит), а вместо альбита и хлорита (±другие минералы, см. рис. 18) с уменьшением их количества и при постоянстве общего состава породы. Достаточно очевидно, что необходимо рассматривать все минералы породы и учитывать ее общий

[1] Нулевую гипотезу об отсутствии различий при данных S и N отвергать нельзя.

химический состав, поэтому сопоставления состава отдельных минералов мало показательны.

Почти все авторы отмечают также такие особенности глаукофан-сланцевых толщ, как перемежаемость глаукофановых и зеленых сланцев, обильные жилки глаукофана, пумпеллиита и других минералов, а также явно метасоматическое происхождение некоторых глаукофанитов, например, вокруг линз серпентинитов. Тесная перемежаемость глаукофановых и зеленых сланцев и отличия их составов характерны лишь для промежуточных субфаций $C_4а$ и $C_4б_1$, в которых кроссит (и другие Na-амфиболы) появляются в первую очередь в породах подходящего состава, нередко метасоматического происхождения. Однако в породах других субфаций все метабазиты содержат глаукофан, хотя и в разных количествах в зависимости от состава породы. Точно также и в метаосадочных сланцах пара хлорит — альбит вытесняется кросситом и Na-пироксеном. Различные жилки и отдельные линзы метасоматических пород распространены и в породах других фаций и являются, по нашему мнению, проявлением метаморфической дифференциации и локального метасоматоза. Последний особенно характерен на контакте резко различных по составу тел и пачек. Такие контакты обычны в контрастных по составу глаукофан-сланцевых толщах. Отличия же минерального состава жилок, возникающих при метаморфической дифференциации, например, в зеленых и глаукофановых сланцах, объясняются, как мы отмечали (Добрецов и др., 1970), разной растворимостью минералов и характером метаморфических реакций. Обычно в жилках присутствуют наиболее растворимые минералы, и те из них, которые выделяются в ходе метаморфических реакций. В фации зеленых сланцев это обычно кварц, альбит, эпидот, в глаукофановых сланцах — глаукофан, пумпеллиит, иногда Na-пироксен, лавсонит.

Другими словами, *при отсутствии* (или слабом проявлении) *регионального метасоматоза проявления локального метасоматоза и метаморфической дифференциации очень распространены в глаукофан-сланцевых комплексах.*

При этом соотношения подвижности Na, Ca и K, частично Fe и Mg, зависят от температуры и состава толщ, в частности от доли кварцитов и карбонатных пород. В соответствии с этим можно выделить несколько типов метасоматоза: выщелачивание с образованием кварц-мусковитовых, иногда пирофиллитовых метасоматитов; железисто-натриевый с образованием рибекитовых или эгирин-хлоромеланитовых метасоматитов; кальциевый с образованием пород, обогащенных лавсонитом, пумпеллиитом, иногда Ca-гранатом, актинолитом и т. п. Разные типы метасоматоза нередко можно наблюдать в одной толще (например, максютовском комплексе). Однако в целом из-за преобладания кремнисто-вулканогенных толщ и обогащения натрием (в процессе спилитизации) в глаукофан-сланцевых толщах чаще встречаются проявления железисто-натриевого метасоматоза.

В этом смысле можно согласиться с А. А. Маракушевым (1965, 1967, $1968_{1,2}$), который выделяет особый ряд формаций А с натровым геохимическим фоном. К нему он относит толщи, содержащие спилиты, глаукофановые сланцы, эклогиты, жадеитовые породы и т. п. В последние годы наметилось еще большее сближение точек зрения А. А. Маракушева, его учеников и нашей. Так, в работах М. А. Мишкина (1968); М. А. Мишкина и др. (1971), А. А. Маракушева и др. (1971) утверждается, что геохимический режим метаморфизма в значительной мере связан со спецификой первичного состава толщ, которые затем подверглись метаморфизму, в частности в глаукофан-сланцевых комплексах — с эвгеосинклинальным кремнисто-вулканогенным характером толщ. В таком случае, кроме различных оценок T и P, разногласия касаются лишь вопроса об источнике и интенсивности дополнительного

«привноса» Na. А. А. Маракушев и др. допускают существенный привнос Na из мантии потоком флюидов, мы же, отрицая такой поток (или во всяком случае значительный привнос Na за один акт метаморфизма), считаем, что происходит лишь перераспределение Na, K и Ca при спилитизации и диагенезе, т. е. взаимодействии морской воды или захороненных рассолов с породами и катионный обмен, начинающийся при температурах, вероятно, 100—200° С.

С этой проблемой тесно связана и другая. Структурно-текстурные особенности пород свидетельствуют о специфике кинетики метаморфических реакций при «глаукофановом метаморфизме». Во многих глаукофан-сланцевых толщах (Калифорния, Япония, Пенжинский пояс и др.) кристаллически-зернистые сланцы распространены ограниченно, а преобладают тонкозернистые массивные метаморфические породы, внешне кажущиеся почти неметаморфизованными. Характерны также многоминеральность, сохранение структурных и текстурных особенностей первичных пород, широкое развитие псевдоморфоз, на основании чего некоторые авторы предполагают неравновесность ассоциаций в глаукофановых сланцах. Тем не менее, многие исследователи на примере минералов переменного состава и устойчивого поведения ассоциаций в разных зонах продемонстрировали довольно близкое приближение к химическому равновесию.

Нередко вышеотмеченные структурно-текстурные особенности объясняют низкой температурой при относительно высоком давлении, когда полной перекристаллизации не происходит, но равновесие успевает установиться (Winkler, 1967). По нашему мнению, кроме определенного влияния низкой температуры и высокого давления, большую роль играют также относительно высокая замкнутость флюида и относительная кратковременность глаукофанового метаморфизма. В любом случае эти структурно-текстурные особенности противоречат гипотезе флюидного потока и интенсивного метасоматоза.

Все особенности — высокое давление, низкая температура, натровый геохимический фон, структурно-текстурные свойства пород — соответствуют особому типу глаукофанового метаморфизма. Как мы увидим из дальнейшего описания, все глаукофан-сланцевые толщи приурочены к узким протяженным поясам, которые в современной структуре трактуются как крупнейшие зоны глубинных разломов. На ранних стадиях их развития они представляли собой узкие и глубокие троги, выполненные мощными кремнисто-базальтоидными толщами, первоначально сходные, вероятно, со структурами типа современных глубоководных желобов. Одни из них развивались на границе континента и океана, другие являлись внутриконтинентальными и представляли собой систему трогов или особых рифтовых зон. Для большинства глаукофан-сланцевых поясов характерно наличие гипербазитов и габбро и отсутствие гранитоидов, а в тектонической структуре — нередко опрокинутые и лежачие складки, признаки крупных надвигов, затушеванных более поздними движениями. Глаукофановый метаморфизм является также одним из наиболее ранних типов метаморфизма в истории развития подвижных поясов: проявления других типов регионального метаморфизма и гранитоидного магматизма накладываются на глаукофан-сланцевые пояса и нередко полностью или частично уничтожают признаки более раннего глаукофанового метаморфизма.

На основании этих особенностей Н. Л. Добрецов, начиная с 1963—1964 гг. настаивает на необходимости выделения «специального типа метаморфизма — локального метаморфизма высоких давлений в зонах глубинных разломов» (Добрецов, 1964). Сопоставляя геологические и физико-химические особенности этого типа метаморфизма, Н. Л. Добрецов (1968, 1970, 1973) пришел к выводу, что генезис глаукофан-сланцевых поясов, в частности высокие давления при относительно

низких температурах, объясняются благоприятным сочетанием главным образом трех факторов: *глубокого погружения* (~7—15 *км*), *крупных надвигов и «буферного» флюидного сверхдавления*. Последнее означает возрастание давления флюида главным образом за счет выделения H_2O и CO_2 в ходе метаморфических реакций с участием хлорита, пумпеллиита, лавсонита и других высоководных минералов. При нагревании давление возрастает вдоль соответствующей моновариантной кривой («буферный режим»), пока не израсходуется соответствующий высоководный минерал. При этом скорость выделения H_2O в ходе реакции должна быть больше скорости ее удаления из системы. В любом случае, как мы считаем, высокое давление флюида (т. е. слабая проницаемость и его медленное удаление из системы) является важнейшим условием глаукофанового метаморфизма. Этому благоприятствуют глубокое погружение, отсутствие интенсивной рассланцовки (возможно, и надвиги играют роль «экранов»), а также кратковременность глаукофанового метаморфизма. Однако роль разных факторов в отдельных глаукофан-сланцевых комплексах может быть различной. Так, крупные надвиги (или «поддвиги» океанической коры под континентальные блоки) имеют наибольшие значения для комплексов типа францисканского в Калифорнии или максютовского на Южном Урале; «флюидное сверхдавление» наиболее вероятно в комплексах типа пенжинского, где крупные надвиги маловероятны, в разрезе толщ преобладают предварительно спилитизированные (с большим запасом H_2O) массивные базальтоиды и их туфы. Подобную идею о комбинированном действии многих причин высказывал также Де Ровер (1970), однако он главное значение, как и первоначально Н. Л. Добрецов (1963, 1964), придавал тектоническому сверхдавлению, которое, по-видимому, играет все же подчиненную роль (Ernst, 1965; Эрнст, 1970; Winkler, 1967).

В заключение отметим еще две общие тектонические особенности глаукофанового метаморфизма.

1. Было подчеркнуто (Добрецов, 1963, 1964, 1968, 1970, 1972) неправомочность укоренившейся точки зрения о том, что глаукофановый метаморфизм, и особенно породы с лавсонитом, приурочены исключительно к молодым, постпалеозойским орогенным поясам (de Roever, 1956; 1964; Де Ровер, 1970; Winkler, 1967). Материалы по Урало-Тяньшанской и Алтае-Саянской областям убедительно показывают, что глаукофановые, в том числе лавсонит-глаукофановые, сланцы проявлялись в одной и той же закономерной обстановке в поясах любого возраста, во всяком случае, начиная с рифейского. В то же время редкость глаукофановых сланцев в древних поясах объясняется их худшей сохранностью, так как сохранение сланцев с глаукофаном и лавсонитом возможно лишь при особом тектоническом режиме без существенного проявления других типов метаморфизма и гранитоидного магматизма.

2. Генезис глаукофан-сланцевых поясов тесно связан с проблемами «глобальной тектоники», а именно, с гипотезой расширения океанического дна. По мнению многих ученых (Miyashiro, 1967; Ernst, 1965, 1970; Бейли, Блейк, 1969; Coleman, 1971; Forbes et al., 1971 и др.), в пределах глаукофан-сланцевых поясов в прошлом (а в зонах океанических глубоководных желобов — и доныне) происходило поддвигание океанической коры и ее «засасывание» под континентальную плиту вследствие нисходящих потоков конвекционной ячейки в мантии. В результате этого во время глаукофанового метаморфизма имели место крупные надвиги, тектоническое утолщение комплексов и другие явления, обусловившие специфику глаукофан-сланцевых поясов. Однако, как мы уже отмечали, по крайней мере часть глаукофан-сланцевых поясов является внутриконтинентальной (в Урало-Тяньшанской, Алтае-Саянской, частично Альпийско-Средиземноморской областях). Такая гипотеза, во всяком случае, без существенных изменений, к ним не

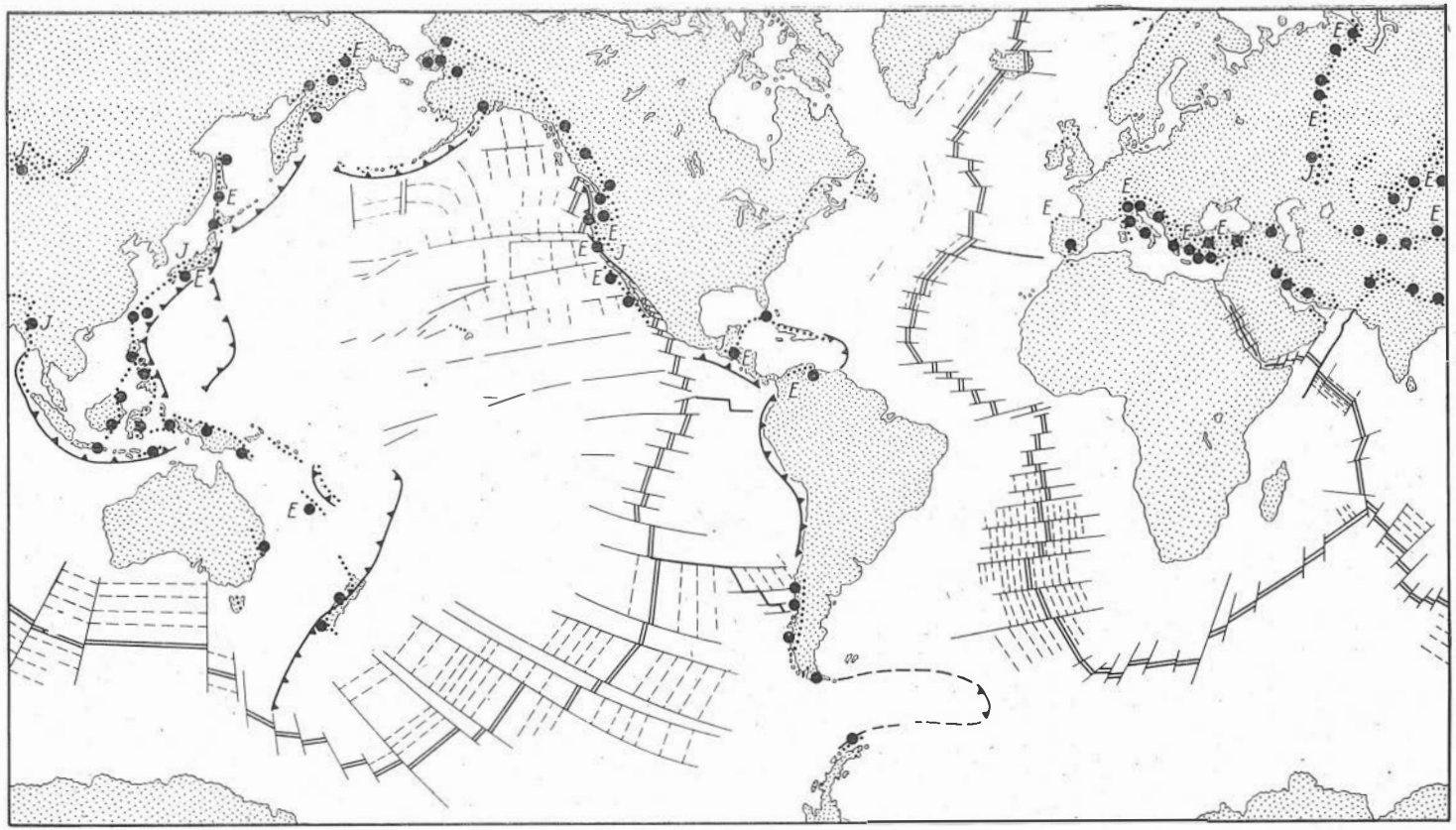


Рис. 26. Схема распространения на земном шаре глаукофановых сланцев и ассоциирующих с ними эклогитов (Coleman, 1971; добавления Н. Л. Добрецова)

1 — «офиолитовые пояса»; *2* — глаукофановые сланцы; *3* — эклогиты (тип С); *4* — жадеитовые тела в серпентинитах; *5* — срединно-океанические поднятия (зоны растяжения) и ассоциирующие с ними магнитные аномалии; *6* — трансформные разломы (сбросы и сдвиги); *7* — глубоководные желоба — зоны поддвигания».

приложима. Очевидно, дальнейшее изучение глаукофан-сланцевых поясов прольет свет на эту проблему. В частности, необходимо тщательное картирование для установления возраста всех проявлений глаукофанового метаморфизма, тем более что до недавнего времени их вообще пропускали, а на территории СССР они были почти не изучены.

Под углом зрения вышеназванных проблем мы и перейдем к обзору проявлений глаукофанового метаморфизма в земной коре, характеризуя с разной степенью детальности практически все глаукофан-сланцевые комплексы, известные до 1971 г. Распространение «офиолитовых поясов», или «зон глубинных разломов», в которых присутствуют глаукофановые сланцы, ассоциирующие с ними эклогиты и жадеитовые породы, вместе с элементами тектоники дна океанов, показаны на рис. 26. В некоторых из этих поясов глаукофановые сланцы развиты широко в виде непрерывных протяженных (>1000 км) поясов, в других встречаются спорадически, но и в таких случаях обычно предполагается их первоначальное почти сплошное поясовое развитие. Поэтому мы будем выделять и характеризовать *пояса глаукофановых сланцев.* Как видно из рис. 26, эти пояса можно сгруппировать в три области.

1. Тихоокеанское складчатое обрамление — как типичный район проявления глаукофан-сланцевых поясов преимущественно молодого возраста, в области перехода от континента к океану.

2. Урало-Тяньшанская и Алтае-Саянская области (главным образом, в пределах СССР) — как районы проявления древних рифейско-нижнепалеозойских внутриконтинентальных глаукофан-сланцевых поясов.

3. Альпийско-Средиземноморская область, в которой проявления глаукофанового метаморфизма отличаются рядом особенностей от первых двух. Материалы по первым двум областям были систематизированы в монографии Н. Л. Добрецова (1973), поэтому мы опишем их кратко. Кроме пород фации глаукофановых сланцев, в обзоре каждого комплекса дана краткая характеристика и пород других зон, в частности пород субфации C_3a.

§ 14. ГЛАУКОФАН-СЛАНЦЕВЫЕ ПОЯСА ТИХООКЕАНСКОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Глаукофановые пояса наиболее широко распространены в северной части Тихоокеанского обрамления (см. рис. 26). Характеристика наиболее изученных поясов северо-западной части обрамления (Япония, Сахалин, Камчатка) рассмотрена в специальных работах (Добрецов, Курода, 1969; Добрецов, 1973); обзор глаукофанового метаморфизма вокруг Тихого океана и детальное сопоставление пояса Санбагава и францисканского комплекса в Калифорнии даны в работе Эрнста и др. (Ernst et al., 1970). Поскольку тектоническое положение и возраст глаукофан-сланцевых поясов имеют существенное значение, следует выделить отдельно две группы поясов — палеозойские и мезозойские.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПОЯСА

От системы палеозойских поясов сохранились только реликты в разных частях Тихоокеанского обрамления.

1. *Пенжинский пояс* изучен Н. Л. Добрецовым и др. (1965, 1966) на примере его юго-западной части — Понтонейской горстантиклинали. Глаукофансодержащая илпенейская свита метаморфических сланцев обнажается здесь в ядре антиклинали вместе с крупным пластообразным телом габбро (с подчиненными гипербазитами) палеозойского возраста. На северном крыле структуры располагается элгеминайская эффузивная свита (D?) и терригенные породы C—P, на южном крыле вдоль крупного тектонического нарушения — блоки девонских известня-

ков, а также каменноугольные и верхнепермские отложения. Хотя внутренняя структура метаморфической толщи проста, не исключено наличие крупного надвига в основании гипербазитов и габбро, «перекрывающих» метаморфическую толщу (Dobretsov, 1971).

Глаукофановый метаморфизм здесь имел место до внедрения габбро и отложения терригенных пород С—Р, он характеризуется цифрами до 350 млн. лет и является верхнедевонским. Отдельные определения, соответствующие 450 млн. лет, характеризуют, вероятно, возраст исход-

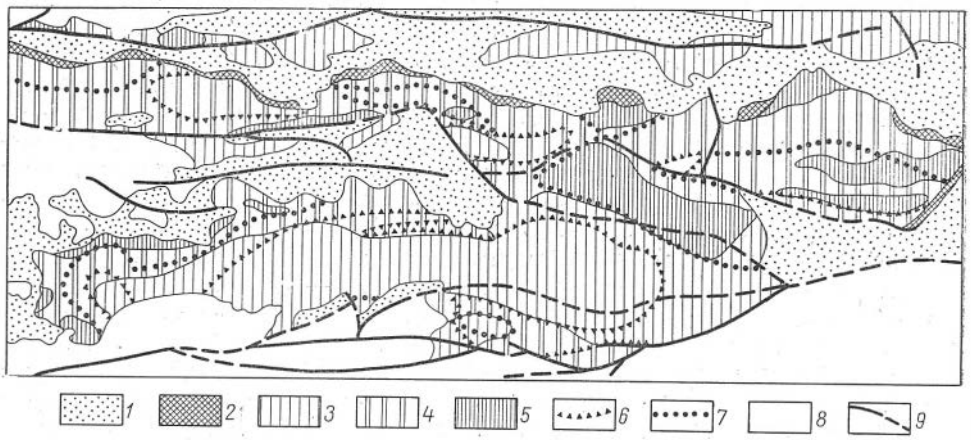


Рис. 27. Соотношение метаморфической зональности и степени перекристаллизации в метаморфических породах Понтонейской горстантиклинали

1 — гипербазиты—габбро; *2* — контактовые породы. Степень перекристаллизации: *3* — слабая, *4* — промежуточная, *5* — сильная. Изограды (границы метаморфических зон): *6* — Гл (без Лав); *7* — Гл+Лав; *8* — мезозой-кайнозойские отложения; *9* — разломы

ных пород (Фирсов, Добрецов, 1969). Девонские габбро и эффузивы (?), а также частично каменноугольные и пермские породы подверглись пренит-пумпеллиитовому метаморфизму, который регрессивно накладывается на глаукофановые сланцы илпенейской свиты. Возраст пренит-пумпеллиитового метаморфизма, вероятно, триасовый (183—236 млн. лет).

В составе метаморфической толщи (илпенейская свита) преобладают метабазиты океанического типа, характеризующиеся разной степенью перекристаллизации от типичных сланцев до пород с хорошо сохранившимися первичными структурами, имеющими неметаморфный облик, но состоящими почти целиком из метаморфических минералов. Среди них характерны породы с недеформированными первично анальцимовыми (?) миндалинами, превращенными в жадеит±кальцит. По минеральным ассоциациям выделены и закартированы следующие зоны: зеленосланцевая (I), промежуточная (II), глаукофан-сланцевая (III) (табл. 10; рис. 27). Зоны довольно узкие (до 1,5—2 км), образуют сложные контуры, не совпадающие с распространением пород разной степени перекристаллизации и деформации, которые в целом остаются относительно слабыми.

Кроме широко распространенной ассоциации лавсонит+глаукофан (в зоне III) характерно наличие ассоциации Са-кроссит+актинолит или винчит (в зоне II), жадеит без кварца и жадеитовый пироксен с кварцем (в зоне II и III); кроме того, в них состав амфиболов и хлоритов от зоны к зоне изменяется закономерно. Зона I соответствует субфации B_4a (стильпномелан-пумпеллиитовой), зона II — субфации C_4a_1, зона III — субфации $C_4в$ и частично, возможно[1], субфации $C_4г$.

[1] Неопределенность связана с тем, что пумпеллиит наложенный (II этапа метаморфизма) от пумпеллиита первичного отличить трудно.

Таблица 10

Метаморфическая зональность в метабазитах Пенжинского пояса

Минерал	Распространение минералов в зонах		
	I	II	III
Глаукофан		----------	———
Винчит	----------	———	----------
Актинолит	———	----------	
Жадеитовый пироксен		———	----------
Эпидот		———	———
Лавсонит		----------	———
Пумпеллиит	———	———	----------
Nm хлорита	1,631—1,618	1,618—1,615	1,610—1,604

Примечание. Пунктир — минерал встречается редко.

В целом зональность метабазитов близка к стрелке «*П*» на рис. 19, т. е. соответствует увеличению давления от 6 до 11—12 *кбар* при переходе от зоны I к зоне III при возрастании температуры от 320—350 до 400—450° С. Изменение *T* и *P*, возможно, происходило, вдоль кривой устойчивости пумпеллиита и (или) лавсонита с хлоритом. Эти цифры подтверждаются минералогическими данными: наличие чистого жадеита (без кварца) и содержание 50—60% жадеитового компонента в пироксене в ассоциации с кварцем и альбитом в зоне II и III соответствует давлению более 9,5 *кбар*; температура в зонах II и III по диаграммам Л. Л. Перчука (1970) для пар амфибол — клинопироксен (3 пары) 380, 405 и 430° С, для пары амфибол — хлорит 350—400° С.

Статистическое сопоставление составов метабазитов илпенейской свиты из разных зон, как мы уже отмечали (см. табл. 9), не подтверждает заметного регионального метасоматоза, в частности, обогащения щелочами. В то же время явления локального метасоматоза и метаморфической дифференциации широко проявились в виде жилок глаукофана, лавсонита, пумпеллиита, «пятнистых» сланцев (с обособлением пятен глаукофана±хлорит и лавсонита±эпидот) и отдельных линз метасоматических пород — хлоромеланитовых, хлорит-альбитовых и др. Наибольшую подвижность при этих локальных перемещениях обнаруживает чаще не Na_2O, а CaO и SiO_2.

2. *Пояс Матсугадайра — Мотаи.* Метаморфические породы этого пояса распространены спорадически в узких зонах восточной части плато Абакума и западной части гор Китаками. Они описаны в районах Мотаи (Kanisawa, 1964), Ямагами и Матсугадайра (Kuroda, Ogura, 1960, 1963), а также Ягуки (Seki, 1962). Возраст исходных пород, подвергшихся метаморфизму, и возраст самого метаморфизма, недостаточно ясны. Разные авторы считают его доверхнедевонским или, по крайней мере, довизейским (Minato et al., 1965). К-Ar методом для мусковита из эпидотовых амфиболитов района Ямагами получена цифра абс. возраста около 300 млн. лет (Kawano, Ueda, 1965). Эти цифры аналогичны таковым для Пенжинского пояса.

Характер метаморфизма из-за редкости выходов метаморфических пород недостаточно ясен. Согласно Н. Л. Добрецову и Ю. Курода (1969), устанавливается несколько ступеней (зон ?) метаморфизма: гранат-эпидот-амфиболитовая (субфация $С_3а$); «пятнистых» (с порфиробластами альбита) зеленых и мусковит-кварцевых сланцев (соответствующая, возможно, высокотемпературной части пояса Санбагава, вероятно, это субфация $В_4б$ в области, переходной к субфациям $С_3а$ и $С_4б_1$); глаукофансодержащих зеленых и черных сланцев, соответствующая, возмож-

но, низкотемпературной части пояса Санбагава. Скорее всего, это субфация $C_4б_1$ или $C_4б_2$, так как кроме Na-амфибола в породах из района Ямагами обнаружен жадеит, а лавсонит не найден.

Этот пояс большей частью преобразован позднейшей деформацией и гранитными интрузиями. С поясом ассоциируют крупные массивы гипербазитов и габбро, такие, как Хаяшине, Миямори, относящиеся к дунит-верлитовой «формации» и сильно измененные под воздействием позднейших гранитов.

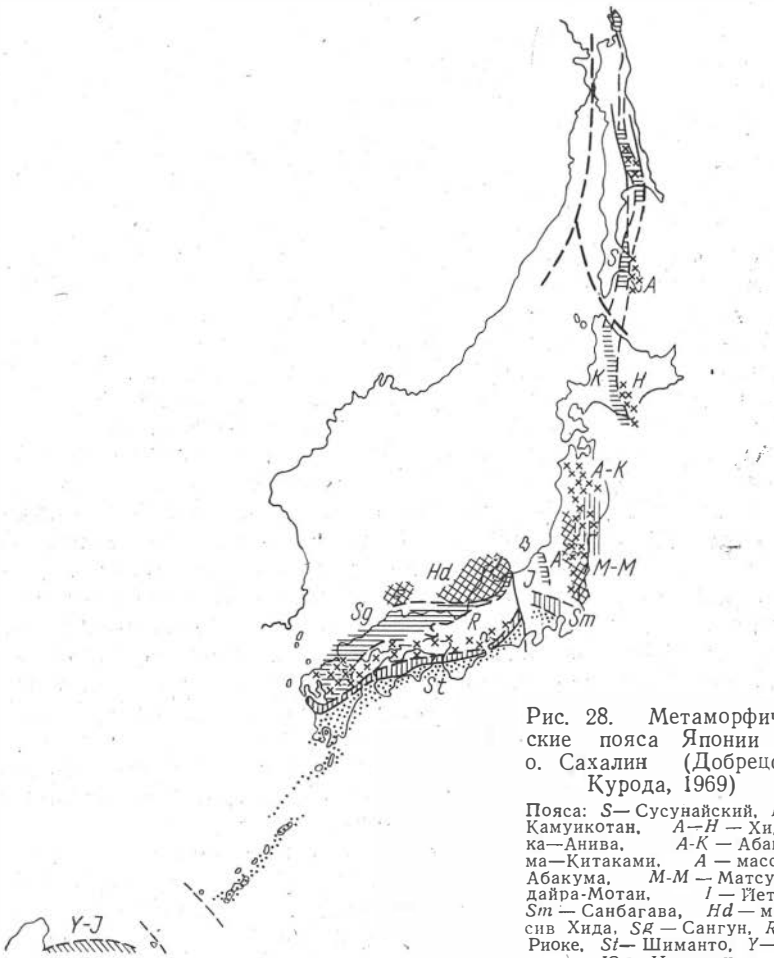


Рис. 28. Метаморфические пояса Японии и о. Сахалин (Добрецов, Курода, 1969)

Пояса: *S*— Сусунайский, *K*— Камуикотан, *A—H* — Хидака—Анива, *A-K* — Абакума—Китаками, *A* — массив Абакума, *M-M* — Матсугадайра-Мотаи, *I* — Йетсу, *Sm* — Санбагава, *Hd* — массив Хида, *Sg* — Сангун, *R* — Риоке, *St*— Шиманто, *Y—I*— Юли-Ишигаки

3. *Пояс Сангун.* Метаморфические породы пояса распространены на островах Хонсю и Кюсю к югу от докембрийского (?) массива Хида (рис. 28). Метаморфизму подверглись в основном породы каменноугольного и девонского возраста, вопрос о метаморфизме пермских осадков остается дискуссионным. По более поздним данным (Nureki, 1969; Karakida et al., 1969; Добрецов, Курода, 1969), сангунскому метаморфизму (в условиях глаукофан- и зеленосланцевой фаций) подверглись только породы нижнекаменноугольного и более древнего возраста. После сангунского метаморфизма проявился верхнепермский (?) пренит-пумпеллиитовый метаморфизм, как и в Пенжинском поясе. Во многих работах подчеркивается резкое несогласие между сангунскими сланцами и среднетриасовой формацией. Для некоторых глаукофано-

вых сланцев о. Кюсю были получены следующие цифры абсолютного возраста слюд: Rb-Sr методом 429 млн.лет и 454 млн. лет, K-Ar методом 297—337 млн. лет (Hayase, Ishizaka, 1967).

Большая часть пород пояса Сангун прорвана и переработана меловыми гранитами или перекрыта более молодыми образованиями. Сохранившиеся породы пояса Сангун подразделены по степени метаморфизма на две зоны: низкотемпературную пумпеллиит-актинолит-(глаукофановую) и высокотемпературную эпидот-актинолит-(глаукофановую). В районе Ямада в низкотемпературной зоне в метагаббро найден лавсонит (Sakaki, Yamamoto, 1967), а в последние годы — лавсонит-глаукофановые сланцы (Hashimoto, Igi, 1970). В районе Оми (Kawano, 1939), в краевом структурном поясе Хида, который, вероятно, является продолжением пояса Сангун, встречены метасоматические альбит-жадеитовые породы в гипербазитах. Здесь глаукофановые сланцы присутствуют только в хлоритовой зоне; они переслаиваются с актинолитовыми сланцами без глаукофана. Глаукофановые сланцы содержат следующие ассоциации: Гл (f=40—45)±Акт+Хл+Эп+Альб±Мус, Кв; кроссит — Гл (f=45—50, $Ng \| b$)+Гр, богатый спессартином (25—40%)+Хл+Мус+Альб+Эп+Кв. В районе Асахи (Hashimoto, 1968) выделена зона I (с ассоциацией Акт+Пум+Альб±Эп в метабазитах), соответствующая субфации B_4a, и зона II, содержащая ассоциацию Эп+Na-акт+кроссит+Альб, соответствующая субфации $C_4б_1$. Зональность Асахи (II тип, по Хашимото) соответствует, вероятно, T=350—450° С и P=6—8 *кбар*, зональность Оми — более высокотемпературному типу (III тип, по Хашимото) — около 450—530° С и 9 *кбар*. Эти цифры и тип зональности близки к таковым Сусунайского пояса, хотя возраст пород более древний.

4. *Брисбенский пояс* находится в Восточной Австралии. Он сложен глаукофановыми сланцами свиты Роксберг, входящей в состав брисбенской толщи ($Cm—PZ_1$), и породами предположительно силурийского возраста районов Инверелл и Порт-Маккуори (Joplin, 1968). Породы брисбенского пояса, начиная с верхнего силура, неметаморфизованы (Богданов, 1967). В свите Роксберг, обнажающейся в горах Ми и хр. Коннодейл, описаны сланцеватые породы с глаукофаном, актинолитом, эпидотом, альбитом, кварцем, а также сланцы со стильпномеланом (Joplin, 1968). Местами здесь встречаются высокотемпературные породы: линзы эпидотовых амфиболитов (Эп+Альб+Рог+Кв±Мп), эпидот-кросситовые (Эп+кроссит+Кв+Альб±Мус, Хл, вторичный Акт), гранат-глаукофановые породы (Гл+Гр+Эп+Мт+Дист?), залегающие среди слюдяных сланцев и «гнейсов» с биотитом и порфиробластами альбита и эпидота (Schürmann, 1953).

Эти породы включают субфации C_4a и $C_3a+C_3б$. В Порт-Маккуори (Quodling, 1964) описан изолированный тектонический блок кварц-гранат-глаукофан-лавсонитовой породы (субфация $C_4г$ или C_4e).

5. *Пояс Ливингстон* находится в Новой Зеландии. Серия Бринейра (P_2) мощностью до 2,5 *км* в сильно сжатой синклинали Кей Саммит, примыкающей к разлому Ливингстон в юго-западной части Новой Зеландии, содержит метаграувакки с лавсонитом и альбитом, а также глаукофановые сланцы (Landis, Coombs, 1967), и образует пояс шириной 1,3—3,5 *км*, который вместе с ассоциирующими гипербазитами мы назвали поясом Ливингстона. Его, вероятно, следует отделять от остальной зеленосланцевой толщи Отаго, широко развитой в юго-западной части Новой Зеландии. Продолжением пояса Ливингстон в северной части о. Южный служит блок пермских пород в районе Нельсон, в котором лавсонитсодержащие ассоциации прослеживаются по простиранию на 17 *км*; южнее они сменяются кварц-пренит-пумпеллиитовыми ассоциациями (Coombs, 1960). На востоке пермские породы граничат с гипербазитами горы Дун и вблизи контакта, а также

во включениях в гипербазитах превращены в пумпеллиит-актинолитовые сланцы.

Лавсонитсодержащие метаграувакки содержат ассоциацию Альб+ +Лавс+Хл (Nm=1,531)+Кв+Ка+Мус. Лавсонит встречается также в виде примеси в метапелитах (Муск+Хл+Альб+Лавс±Кв) и иногда в мраморах (Лавс+Ка+Хл+Кв). Авторы относят эти породы к лавсонит-альбитовой «фации» Г. Винклера (1969), т. е. к нашей субфации C_4а.

6. *Пояс Курепто* (Центральное и Южное Чили) протягивается сплошной полосой вдоль Тихоокеанского побережья между 34 и 41° ю. ш., к югу прослеживается в виде отдельных выходов в Южном Чили и на прибрежных островах до 54° ю. ш. (Gonzales-Bonorino, Aguirre, 1970). Породы пояса считаются палеозойскими; Rb-Sr даты возраста соответствуют изохроне 342±5 млн. лет, K-Ar даты — изохроне 245 млн. лет. Последние соответствуют K-Ar датам (210—288 млн. лет), которые были получены для пород серии Пичилемо (андалузит-силлиманитового типа) и гранитоидов, примыкающих с севера и востока к поясу Курепто. Вероятно, как и в других районах, имеется пара поясов, но метаморфизм пояса Пичилемо, вероятно, более молодой и вызвал омоложение K-Ar дат для пояса Курепто.

В Центральном Чили в поясе Курепто закартирована метаморфическая зональность, причем степень метаморфизма от зоны I к зоне III нарастает по направлению к западу, т. е. к Тихому океану. Зона I (глинистых сланцев и метаморфизованных песчаников) характеризуется ассоциацией Кв+Мус+Хл+Альб. Зона II (филлитов и кварцевых филлитов) содержит в метапелитах ассоциацию Кв+Мус+Би+Альб. В зоне III (метаморфических сланцев) в метапелитах содержится ассоциация Кв+Мус+Хл+Альб±спессартин; характерно наличие порфиробластов альбита и жилок кварца в слюдяных сланцах. Встречаются прослои метабазитов с обычной ассоциацией: Эп+Амф+Хл+Альб, иногда железистые кварциты. В отдельных участках в зоне III отмечены стильпномелан, пьемонтит, лавсонит, глаукофановый амфибол. Возможно, зона III (с неотчетливой зональностью типа B_4—C_4) представляет собой самостоятельный комплекс, отличный от филлитового комплекса зон I и II.

Аналоги пород зоны III установлены в Южном Чили на о. Чилоэ (Saliot, 1968), где описаны ассоциации Лавс+Кв+Хл+Мус+Альб± ±Эп±Стильп, Лав+Акт+Кв+Альб+Хл+Мус, вместе с кварц-слюдяными сланцами без лавсонита (Кв+Мус+Хл+Альб±Гр±Ка±Акт).

Таким образом, среди примерно одновозрастных палеозойских глаукофан-сланцевых поясов встречаются породы различных субфаций (C_4а, $C_4б_1$, C_4в, C_4г) и несколько типов зональности — а) пенжинской и б) типа Сангун (в поясах Сангун, Матсугадайра — Мотаи, Брисбенском, вероятно, Курепто и Ливингстон). В целом преобладают породы второго типа, т. е. промежуточных субфаций, соответствующие давлению 6—9 *кбар*.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ПОЯСА

7. *Сусунайский пояс.* К этому поясу отнесены глаукофансодержащие метаморфические комплексы о. Сахалин, которые обнажаются в Сусунайском хребте и Восточно-Сахалинских горах и объединяются в вальзинскую серию. Продолжением его на юге служат пояс Камуикотан на о. Хоккайдо, на севере — глаукофановые сланцы, ассоцирующие с гипербазитами на п-ове Шмидта (см. рис. 28). Возраст вальзинской серии и глаукофанового метаморфизма спорен. По мнению Н. Л. Добрецова, возраст вальзинской серии карбон — пермь, возраст глаукофанового метаморфизма — раннемезозойский (Добрецов, 1973). Некоторые цифры абсолютного возраста (209—178 млн. лет) подтверждают

это предположение, хотя бóльшая часть K-Ar цифр (80—100 млн. лет) соответствует диафторезу, одновременному с метаморфизмом вышележащей набильской (новиковской) серии, возраст которой юра — нижний мел.

На основании распространения характерных метаморфических минералов в Сусунайском хребте намечается метаморфическая зональность (Егоров и др., 1967). Зона, содержащая глаукофан — кроссит, лавсонит (в отсутствии глаукофана), хлоромеланит, содержащий до 40% жадеита, пумпеллиит, примерно соответствует промежуточной зоне Пенжинского пояса. Она развита на западном склоне хребта и на Охотском побережье, главным образом в породах верхней зеленокаменной толщи. Остальная площадь вальзинской серии относится к зеленосланцевой зоне.

Зона с глаукофановыми сланцами характеризуется сложным внутренним строением с переходами от несланцеватых метабазитов к типичным сланцам, наличием сложных, нередко запрокинутых и лежачих складок, локальным проявлением около гипербазитов более высокотемпературных метасоматических пород (горнблендитов и эпидот-альбит-роговообманковых сланцев). В теле серпентинитов и метагаббро на р. Сокол встречены измененные эклогиты (с натровым пироксеном) и метасоматические гранат-пироксеновые породы (диафториты) с марганцовистым гранатом и малонатровым пироксеном (Добрецов и др., 1968; Добрецов, 1973). В глаукофановых сланцах амфиболы представлены переходными разностями — кросситами, феррокросситами, магнезиорибекитами, глаукофансодержащими актинолитами (винчитами), собственно глаукофан присутствует редко. Хлоромеланиты при повышенных потенциалах Na_2O и O_2 ассоциируют с кросситами и обогащены эгирином, в других случаях они обрастают реликтовый клинопироксен в метабазитах, ассоциируют с глаукофансодержащим актинолитом и богаче диопсидом.

Характер ассоциаций и метаморфической зональности на западном и восточном склонах Сусунайского хребта, а также в Восточно-Сахалинских горах различны (табл. 11), отражая падение давления и влияние более молодых гранитоидов на восточном склоне и в Восточно-Сахалинских горах. На западном склоне последовательность зон соответствует субфациям от $B_4a \pm C_4a \rightarrow C_4б_1 (\pm B_4б)$ до C_3 в «эклогитах» и эпидот-роговообманковых породах. На восточном склоне и в Восточно-Сахалинских горах — субфациям $C_4a \rightarrow B_4б \pm B_4г$. Эти субфации подтверждаются для глаукофансодержащей зоны цифрам 430—445° С по «термометру» амфибол — клинопироксен; в «эклогитах» и их диафторитах из этой зоны устанавливаются две группы цифр — 530—600° С и 10—11 *кбар* (субфация C_3a) и 350—450° С (в среднем 425° С) и 9—9,5 *кбар* (Добрецов, 1973).

Из петрохимической характеристики пород (Егоров и др., 1969_1; Добрецов, 1973) следует, что лишь часть сланцев с глаукофаном или винчитом соответствует базальтам, другие обеднены Ca, обогащены щелочами и нередко железом (особенно кросситовые породы) и относятся либо к породам смешанного состава (туфогенным), либо к локально-метасоматическим образованиям. Таким образом, в соответствии с промежуточным характером зоны глаукофановые амфиболы появляются преимущественно в породах подходящего состава. В зеленосланцевой зоне даже в породах такого состава глаукофан не появляется. Метабазиты Сусунайского хребта в среднем содержат (%): Na_2O—3,00, CaO—10,2, Al_2O_3 — 14,8; метабазиты Восточно-Сахалинских гор, практически не содержащие глаукофана, более богаты Na_2O (Na_2O — 3,63%, CaO — 10,3%, Al_2O_3 — 14,7%). Таким образом, и на о. Сахалин распространение натровых амфиболов и пироксенов не может быть объяснено региональным обогащением или обеднением Na_2O.

Таблица 11

Распространенность минералов в метабазитах Сусунайского пояса (Сусунайский хр., о. Сахалин)

Минералы	Западный склон Сусунайского хребта			Зоны Охотского побережья		
	Зона I	Зона II	Зона III	Зона I	Зона II	Зона III
Лавсонит	----------					
Глаукофан	----------					
Кроссит	----------	----------		----------		
Винчит	————	----------		----------		
Актинолит	----------	————	----------	————	————	----------
Роговая обманка			————			
Хлоромеланит	----------	----------		————	----------	
Пумпеллиит	————	----------		————	————	---------- ?
Эпидот	————	————	————	————	————	————
Хлорит	————	————	————	————	————	————
Альбит	————	————	————	————	————	————
Кварц	----------	----------		----------	----------	----------
Кальцит	----------	————	----------	----------	————	----------
Гематит	————	----------		————	----------	
Субфации	$C_4а$—$C_4в$	$C_4б_1$	$C_3а$	$C_4а$	$B_4а$	$B_4б$

Примечание. Пунктир — минерал встречается редко.

8. *Пояс Камуикотан* на о. Хоккайдо служит непосредственным продолжением Сусунайского (Добрецов, Курода, 1969). Метаморфические сланцы серии Камуикотан являются, вероятно, аналогом вальзинской серии, массивные слабометаморфизованные породы серии Сорачи (J—Cr_1) — аналогом набильской серии (Марков и др., 1967). Соотношения их спорны. Формация Сорачи, как и набильская серия, метаморфизована в пренит-пумпеллиитовой фации (Banno, Hadano, 1963; Tazaki, 1964), хотя некоторые авторы (Banno, Hadano, 1963) отмечают переходы в ней к глаукофан-сланцевой фации. Не исключено, что на о. Хоккайдо проявилось два этапа глаукофанового метаморфизма (Добрецов, Курода, 1969): раннемезозойский, аналогичный сусунайскому, и раннемеловой, который к северу затухает и на о. Сахалин представлен только пренит-пумпеллиитовой фацией в набильской серии. В поясе Камуикотан, как и в Сусунайском, много гипербазитов, однако в отличие от Сусунайского, с гипербазитами ассоциируют значительные массы плагиогранитов. К востоку от пояса Камуикотан на о. Хоккайдо протягивается пояс Хидака, содержащий габбро, граниты, мигматиты, биотит-кордиеритовые гнейсы и «роговики». Его продолжением являются гранитоиды и роговики на п-ове Анива и в Восточно-Сахалинских горах. Плутонизм и метаморфизм пояса Хидака — Анива более молодые (верхнемеловые — палеогеновые).

В поясе Камуикотан выделяются две зоны (Banno, Hadano, 1963; Tazaki, 1964). В высокотемпературной зоне В обилен эпидот, в низкотемпературной А — пумпеллиит, лавсонит, жадеит с кварцем; глаукофан и стильпномелан встречаются в обеих зонах. Однако зона В тяготеет к контактам крупных тел гипербазитов и является скорее биметасоматической, аналогичной таковой в Сусунайском поясе. Главным отличием от Сусунайского пояса является широкое распространение в зоне А глаукофана с лавсонитом и наличие жадеита, в том числе

жадеита с кварцем. Так, в южной части пояса Камуикотан (Seki. Aiba, 1961) описаны следующие ассоциации:

1. Гл (f=40%) + Хл (Nm=1,616) + Жад + Хлм (Nm=1,774, $2V$=90°) + Пум + Эп;
2. Гл (f=46%) + Хл (Nm=1,620) + Альб + Хлм (Nm=1,756, $2V$=80°) + Пум + + Ка + Му;

3а. Mg-рибекит (f=51%) + Хл + (Nm=1,612) + Альб + Эг (Nm=1,789, $2V$=99) ± ± Стильп + Ка + Му;

3б. Хл + Альб + Хлм (Nm=1,696—1,766) + реликты авгита + Гем + Му + Ка;

3в. Хл + Альб + Жд + (реликты авгита) + Пум + Стильп + Му;

4. Лавс + Альб + Ка + Стильп + Му + Гем.

Эгириновые пироксены здесь, как и в Сусунайском поясе, возникают при повышенном μ_{Na_2O}, причем железистость хлорита обратно пропорциональна содержанию эгирина в пироксене и рибекита в амфиболе; при низком μ_{Na_2O} эгирин вытесняется стильпномеланом и гематитом.

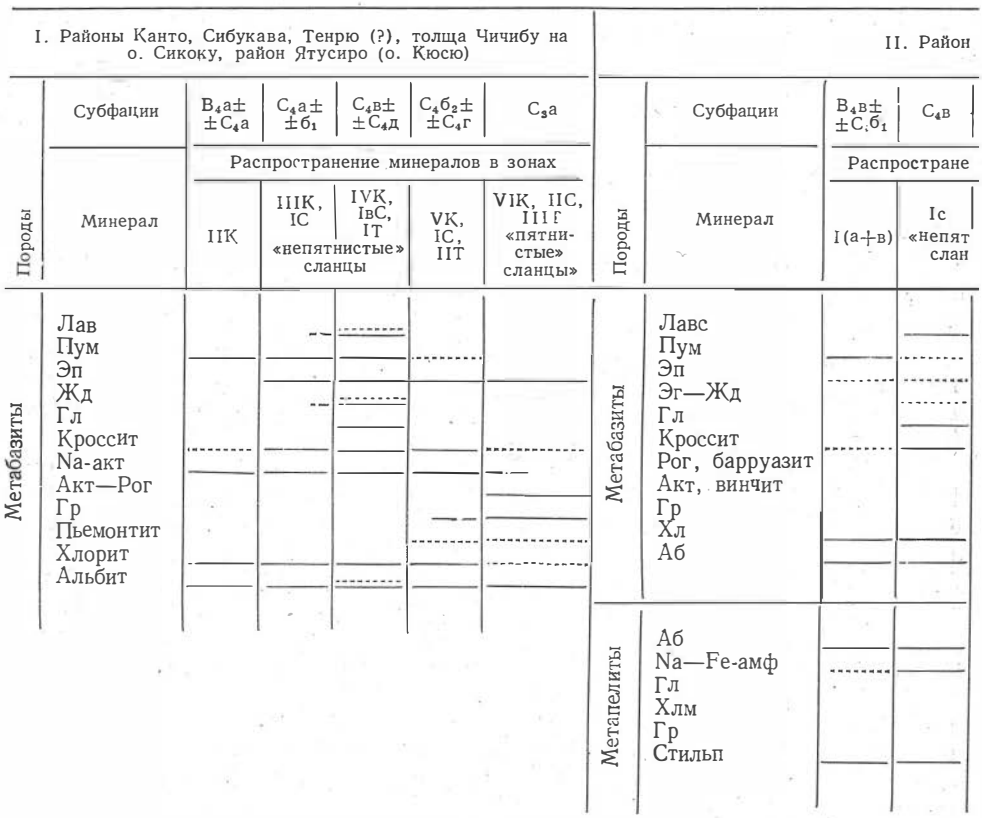
В целом для пояса Камуикотан характерны более высокие давления, чем для Сусунайского. Последовательность зон отвечает примерно субфациям C_4в (±C_4д) → $C_4б_2$(±C_4г), т. е. давлениям 12—13 *кбар* (см. стрелку К на рис. 19).

9. *Пояс Санбагава* в Японии прослеживается на расстоянии более 1000 км от гор Канто в центральной части о. Хонсю до Восточного Кюсю при ширине 20—50 км (см. рис. 28). Геология и петрология пояса подробно рассмотрены во многих работах (Iwasaki, 1963; Banno, 1964; Ernst et al., 1970; Добрецов, 1973). Палеозой этого пояса представлен главным образом карбоном и пермью. Мнения о возрасте метаморфизма противоречивы (Добрецов, Курода, 1969). Все японские геологи считают, что метаморфизм его доверхнемеловой. Многие данные подтверждают точку зрения, что метаморфизм позднепермский — раннетриасовый. Между пермью и нижним триасом на о. Шикоку отмечено угловое несогласие, обнаружены гальки с лавсонитом и жадеитом в нижнемеловых отложениях (Seki, 1965). Из пород пояса Санбагава известно несколько Rb-Sr дат, показавших возраст в 240—260 млн. лет (Miyashiro, Haramura, 1966; Ernst et al., 1970); однако большинство определений K-Ar методом и частично Rb-Sr дали возраст, равный 85—100 млн. лет (Banno, 1964; Hayase, Ischizaka, 1967). Эти данные сходны с таковыми для поясов Сусунайского и Камуикотан и, вероятно, свидетельствуют о двух этапах метаморфизма в поясе Санбагава — раннем и позднемезозойском. Второй этап (позднемезозойский) не является собственно глаукофан-сланцевым и связан с формированием параллельного пояса Риоке андалузит-силлиманитового типа. Для пояса Санбагава на о. Сикоку характерны крупные опрокинутые, почти лежачие складки, имеются доказательства того, что метаморфизм II этапа происходил одновременно с деформацией пород.

В поясе Санбагава устанавливается несколько типов метаморфической зональности. В обобщенном виде они отражены в табл. 12.

I тип зональности (низкотемпературной) в наиболее полном виде проявился в районах Канто (Seki, 1958, 1960), Сибукава (Seki et al., 1959) и Тенрю (Seki, 1961), внутри толщи Чичибу (низкотемпературная часть пояса Санбагава на о. Сикоку; Banno, 1964; Iwasaki, 1963); в районе Ятусиро (о. Кюсю; Ueta, 1961) наблюдается только часть этой зональности. Общими особенностями для всех этих районов являются следующие: 1) развитие метаморфической зональности в слабо сланцеватой кремнисто-терригенно-вулканогенной палеозойской толще (Чичибу и ее аналогах), где большую роль играют метабазиты; 2) наличие зоны с лавсонитом и жадеитом (см. табл. 12, IV К ≈ Iв С ≈ I Т) внутри пумпеллиит-эпидот-кросситовой (глаукофановой) зоны.

Зона с лавсонитом и жадеитом (IVK, Iв С, IT) в районах Канто и Сибукава образует узкие площади, примыкающие к поясам гиперба-



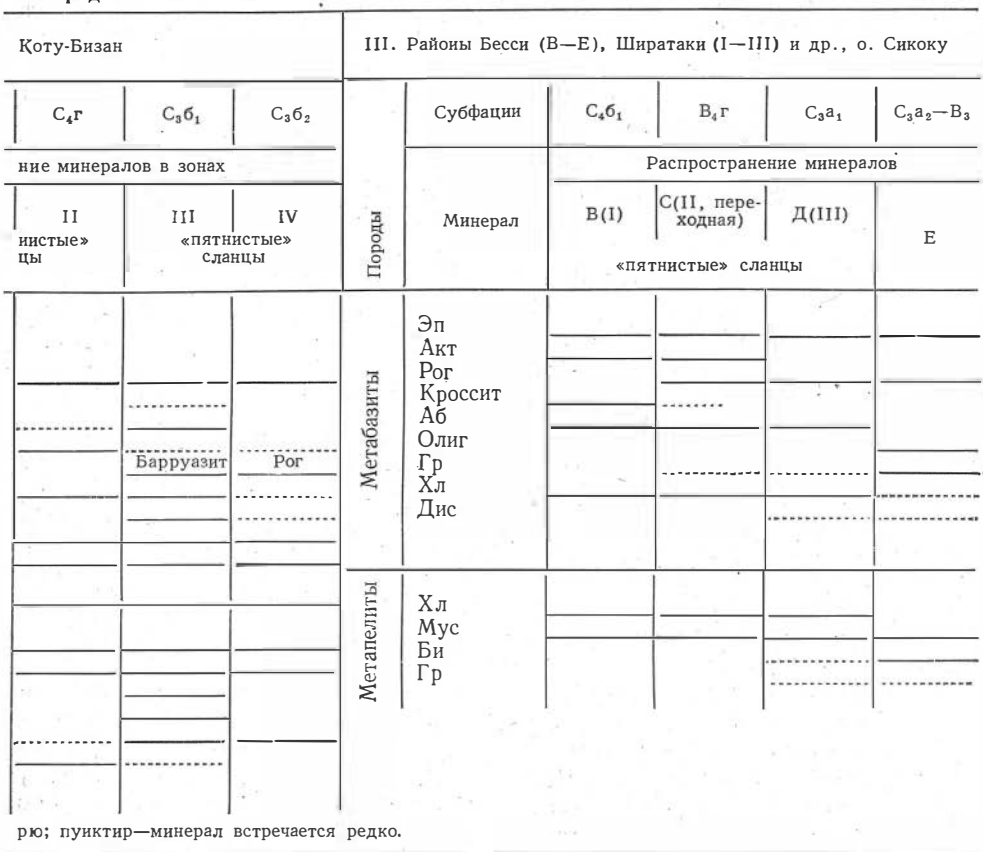
Примечания. В типе I буквами обозначены зоны в районах: К—Канто, С—Сибукава; Т—Тен

зитов и, возможно, надвигам (?). Ассоциации в этой зоне соответствуют разным максимальным давлениям. Так, в районе Сибукава описаны ассоциации жадеита с кварцем в метапелитах (Кв+Жд($\geqslant$85—90% Жд)+Аб+Лавс+Хл+слюды), и жадеита, лавсонита и глаукофана в метабазитах (Лавс+Эп+Пум+Гл±Na-акт+Жд±Аб). В метагабброидных дайках среди серпентинитов описана (Seki et al., 1960) ассоциация: Жд+Хл(+реликтовый авгит, замещаемый Жд+Хл)+ +Пум+везувиан+гроссуляр±Лавс. В районе Ятусиро и о. Кюсю широко распространена ассоциация Гл+Лавс+Альб+Хл+Пумп или Акт(±Na-пир, Мус, Кв, Стильп) в метабазитах. В горах Канто обычно встречаются ассоциации с лавсонитом, но без глаукофана (Лавс+Эп+ +Кв+Альб+Хл+Гем, Лавс+Ст+Кв±Аб+Хл+Грф±Гем), хотя отмечаются и ассоциации, аналогичные ассоциациям района Сибукава (Seki, 1957, 1960). В серпентинитах из гор Канто были встречены альбит-жадеитовые породы (Seki, 1961_1). Наконец, в районе Тенрю (Seki, 1916_2), глаукофан и лавсонит вместе не встречаются, а жадеит и лавсонит были отмечены всего в двух образцах метабазитов. Другими словами, эта зона в районе Сибукава соответствует субфации $C_4в\pm C_4д$, в районе Канто — субфации ($C_4a+C_4в$), в районе Тенрю — субфации $C_4б_1\pm C_4a$.

Последовательность первых трех зон в типе I, табл. 12 близка к последовательности зон в Пенжинском поясе и соответствует «буферному режиму» возрастания P_{H_2O}. При этом в различных участках достигается разное давление. Остальные зоны характеризуют возрастание

Таблица 12

в породах пояса Санбагава



рю; пуиктир—минерал встречается редко.

температуры от зоны с лавсонитом к зоне «пятнистых сланцев» при почти постоянном давлении (после нарушения «буферного режима»). Это схематически показано на рис. 19 стрелками.

II тип зональности (см. табл. 12) в районе Коту-Бизан (Iwasaki, 1963; Ernst, 1964) отличается от зональности других районов наличием гранат-глаукофановой зоны (III) и сложными соотношениями глаукофана и Са-амфибола. В подзоне Ic глаукофан и лавсонит отчетливо замещаются зеленосланцевыми ассоциациями. В зоне II глаукофан относительно редок, он обычно обрастает и замещает актинолит; здесь распространены пумпеллиит, актинолит, хлоромеланит, как и в промежуточной зоне Сусунайского пояса. Проанализированные пары Акт — Хлм и Акт — Хл по диаграммам Л. Л. Перчука (1970) соответствуют T 415 и 500° С.

Зона III по амфиболам в метабазитах может быть подразделена на три подзоны. В подзоне IIIa актинолит, содержащий ~3% Al_2O_3, обрастает глаукофаном или кросситом, как и в зоне II. В подзоне IIIб (центральная часть зоны III) характерны парагенезисы с гранатом, глаукофаном и барруазитом (причем барруазит нередко обрастает глаукофан). В подзоне IIIc барруазит отсутствует, встречается актинолит, обрастающий глаукофан, как и в зоне Ic; характерны эпидот-гранат-глаукофановые породы с рутилом (по эклогитам?) и кварцито-сланцы с кросситом и хлоромеланитом с 25—30% жадеитового компонента. Гранаты содержат 5—30% спессартина и, как правило, (особенно в кварцитах и метапелитах) резко зональны. По диаграммам Л. Л. Пер-

чука (1970) пары Амф — Мп в зоне III соответствуют T 410—430° С, пары Гр — Амф — 350—410° С (4 пары) и 500—620° С (2 пары), Гр — Мп при T=430° С, P=13,5 *кбар*. Эти цифры, вероятно, отражают два разных этапа метаморфизма, что фиксируется и по зональности амфиболов и гранатов. Зональность раннего этапа в районе Коту-Бизан, возможно, также имеет «буферный режим», но вдоль равновесия Гл+Эп+Акт(±Гр), как показано на рис. 19.

Зона IV совершенно аналогична зонам C+D в районе Бесси. Глаукофан сохраняется лишь в краевой части зоны IV в ядре зональных кристаллов сине-зеленой роговой обманки, содержащей около 35% глаукофанового компонента (т. е. переходной к барруазиту); гранат обычен в метапелитах и становится редок в метабазитах (вследствие снижения давления ?).

III тип зональности является промежуточным и обусловлен, вероятно, формированием соседнего пояса Риоке мелового возраста. Об этом свидетельствуют и цифры абс. возраста — 85—100 млн. лет. Наиболее подробно этот тип зональности описан в районах Бесси (Banno, 1964) и Ширатаки (Ernst et al., 1970); зона IV в районе Коту-Бизан и зона III в районе Сибукава относятся, вероятно, к тому же типу метаморфизма.

Отметим, что зоны A_1, A_2 и частично B в районе Бесси аналогичны зонам I и II в районе Коту-Бизан и принадлежат II типу зональности. В зоне B и C отмечаются только кросситы, которые ассоциируют в зоне B с винчитами (Na-актинолитами), в зоне C — с Na-Ca роговой обманкой, переходной к барруазиту. Зона D — довольно обычная фация C_3: породы содержат дистен, в метабазитах типична ассоциация Рог+ +Альб+$Хл_{35-50}$+Эп+Кв±Гр, в метапелитах — ассоциация с биотитом — Би+Аб+Мус+Хл+Гр+Грф и др., лишь в прослоях кварцито-сланцев отмечен Na-амфибол типа сильно железистого барруазита в ассоциации с эгирин-авгитом (Эг — 40%, Жд — 16%), гранатом (28% Спес), кварцем, альбитом, гематитом. Зона E представляет собой, по существу, несколько изолированных массивов «гранатовых амфиболитов» внутри зоны D, которые содержат эпидотовые и гранат-эпидотовые, парагонитовые амфиболиты (иногда с дистеном) и эклогитовые амфиболиты, а также гипербазиты с жилами гранат-пироксеновых пород. Температуры в зонах C и D, определенные разными методами, обнаруживают разброс от 300 до 655° С, в амфиболитах зоны E от 420 до 700° С, $P \geqslant 12$ *кбар* (при 700° С?; Добрецов, 1973, Ernst et al., 1970).

10. *Остров Сулавеси.* Жадеитовые и глаукофановые породы, описанные в работах Де Ровера (De Roever, 1947, 1950, 1955), расположены в юго-восточной части острова и на о. Кабаена во «внешнем» поясе, насыщенном основными и ультраосновными интрузиями. Он отделен тектоническими нарушениями от «внутреннего» пояса, в котором широко распространены палеоген-неогеновые и позднемезозойские гранитоиды, гранат-биотитовые и другие сланцы. В юго-восточной части острова с запада на восток можно выделить три зоны (De Roever, 1947): 1) зону слабого метаморфизма, с радиоляритами и спилитами, в которой развиваются пумпеллиит, альбит, хлорит, иногда пренит; 2) глаукофановую зону, с неравномерным распространением глаукофана, лавсонита, жадеита; 3) олигоклаз-альбит-эпидот-амфиболовую зону со сложными соотношениями амфиболов в ней. Эту зональность Де Ровер трактует как результат двух этапов метаморфизма: 1) древнего (палеозойского?) метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации; 2) «глаукофанового» регионального метаморфизма альпийского возраста, относящегося в основном к лавсонит-глаукофановой субфации (De Roever, 1950).

Метаморфизованная в этот этап кремнисто-спилито-граувакковая толща с телами перидотитов в глаукофановой зоне содержит в качестве

характерных минералов глаукофан, кроссит, промежуточный амфибол типа винчита, жадеитсодержащий пироксен, лавсонит и пумпеллиит. Породы этой зоны очень напоминают сланцы Пенжинского пояса. Пироксены во многих сланцах обогащены жадеитом, часто зональны, с оторочкой, более богатой жадеитом, чем ядро. В зональных амфиболах оторочка представлена глаукофаном, а ядро — кросситом, т. е., как и в пироксенах, оно обогащено железом. Относительно чистый жадеит (около 9% примесей диопсида и эгирина) является важным породообразующим минералом некоторых типов бластопсаммитовых кварцитов, содержащих ассоциацию Кв+Жд+Сл+Лавс±Аб, Хл, Рут, Сф. Пироксен образует неправильные пучкообразные кристаллы и агрегаты с мельчайшими включениями кварца, часто раздробленные и пересеченные жилками кварца. Альбит имеет свежий вид и дает основание предполагать его более позднее метасоматическое образование. Де Ровер подчеркивает признаки низкой ступени метаморфизма: 1) переходы в неметаморфизованные породы; 2) реликты псаммитовой и других первичных структур; 3) отсутствие граната. Он считал этот метаморфизм разновидностью низкотемпературной ступени региональности метаморфизма в условиях локально повышенного давления.

11. *Новая Каледония.* Новая Каледония — самый южный остров из цепи островных дуг западной части Тихого океана, в которых установлены глаукофановые сланцы (см. рис. 26); причем в Новой Каледонии они, вероятно, наиболее молодые (Coleman, 1967). Предполагается, что сланцы образовались за счет меловых и частично палеоген-неогеновых(?) осадочных пород и базальтов. Определения абсолютного возраста для мусковита и глаукофана из некоторых сланцев соответствуют 21—38 млн. лет. Метаморфизм меловых пород постепенно усиливается с юго-запада на северо-восток; выделены зона неметаморфизованных пород, зона филлитов и сланцев и зона «гнейсов». Глаукофановый «фронт» пересекает последние две текстурные (и температурные?) зоны. Первоначально он трактовался как «фронт натрового метасоматоза» (Routhier, 1953), однако позже Коулмен (Coleman, 1967) показал, что метаморфизм близок к изохимическому.

Таким образом, внутри глаукофанового пояса можно выделить низкотемпературную зону, которую, согласно Коулмену, можно подразделить еще на подзоны, аналогичные II и III типу пород в Казадеро (Калифорния), и высокотемпературную «гнейсовую» зону. В низкотемпературной зоне распространены лавсонит с глаукофаном, хлорит± ±стильпномелан. Здесь характерны следующие ассоциации:

Метапелиты:

1) Гл+Лавс+Стильп+Кв+Муск;
2) Гл+Альб+Стильп+Муск+Кв;
3) Гл+Хл+Стильп+Муск+Кв.

Метабазиты:

1) Гл+Лавс+Альб+Пум±Хл;
2) Гл+Акт+Лавс±Альб+Хл.

На самом севере метаморфического пояса в сланцах этой зоны установлены арагонит, лавсонит, глаукофан, эпидот, гранат, омфацит (Brothers, 1970). Жадеит, как и во всей остальной Новой Каледонии, не обнаружен. С запада (от контакта с гипербазитами) на восток выделены три подзоны: 1) арагонит-лавсонитовая (без глаукофана); 2) кальцит-лавсонитовая (без арагонита и глаукофана); 3) кальцит-лавсонит-глаукофановая (без арагонита). Подзона I занимает самое высокое стратиграфическое положение.

Высокотемпературная зона глаукофанового пояса характеризуется исчезновением лавсонита, пумпеллиита, редкостью хлорита и стильпномелана, появлением эпидота, граната в метапелитах и метабазитах, Са-амфибола, жадеитового пироксена и рутила в метабазитах. В последних ассоциации включают: Гл+Гр+Омф+Эп+Кв (глаукофановый эклогит?); Гл+Гр+Эп+Муск+Сф или рутил; в метапелитах — Кв+Гл+

+Гр+Муск±Альб; Кв+Гл+Гр+Эп±дирит. Составы минералов аналогичны таковым в Калифорнии, исключая мусковиты, которые бедны фенгитовым (селадонитовым) компонентом, особенно в высокотемпературной зоне. Низкотемпературная зона соответствует субфации C_4в(±C_4б), высокотемпературная — субфации C_3б(±C_4б). Однако по кислородно-изотопному методу устанавливаются одна и та же степень фракционирования O_{18} и O_{16}, соответствующая интервалу температур в 410—590° С (Taylor, Coleman, 1968). В одном и том же образце (№ 36-NC-62) устанавливаются температуры 410° С (по паре Кв—Гл), 490° С (Кв — Муск), а по диаграммам Л. Л. Перчука — 400° С (Гр — Амф) и 510° С (Амф — Мп), давление по паре Гр — Мп 10,5 *кбар* (при 400° С).

12. *Западно-Калифорнийский пояс.* Францисканская эвгеосинклинальная толща, в которой широко распространены глаукофановые сланцы, а также тела серпентинитов и включения эклогитов, протягивается в Береговых хребтах Калифорнии более чем на 1100 *км* при ширине выходов до 100 *км*. Геология, тектоника и метаморфизм этой толщи описаны в работе Е. Г. Бейли и М. К. Блейка (1969), а также в многочисленных оригинальных источниках (Bailey, 1962; Bailey et al., 1964; Coleman, Lee, 1963; Ernst, 1965; Ernst et al., 1970 и др.) Возраст толщи считается J_3—Cr, но из-за сложной дислоцированности и недостаточной фаунистической характеристики ее стратиграфическое расчленение и точные возрастные пределы неизвестны. Возраст глаукофанового метаморфизма позднемезозойский, хотя совокупность геологических данных и радиометрических определений (87—170 млн. лет) содержит ряд дискуссионных моментов (Coleman, 1967; Бейли, Блейк, 1970; Ernst et al., 1970; Добрецов, 1973). Некоторые исследователи считают, что глаукофановый метаморфизм продолжался в течение всего мела, смещаясь к западу по мере развития крупного «поддвига» океанической коры под континент, хотя в каждом участке глаукофановый метаморфизм был кратковременным.

В толще преобладают метаграувакки, составляющие 80% ее объема (+10% метабазальтов+10% кремнистых пород и сланцев). Особенности пород толщи свидетельствуют о том ,что бассейн седиментации был удален от континента и вся толща отлагалась непосредственно на океаническом основании. Отторженцами метаморфизованного океанического основания считаются многочисленные тела серпентинитов и эклогитов. Предполагается, что вследствие расширения океанического дна вся толща была поддвинута под миогеосинклинальную одновозрастную и неметаморфизованную толщу Большой долины и под континент (Бейли, Блейк, 1970; Ernst, 1970). Этому поддвигу (или надвигу) придается решающее значение при глаукофановом метаморфизме, хотя механизм этого процесса в приведенных работах трактуется по-разному.

Метаморфическая зональность во францисканской толще неотчетлива и многие участки в первом приближении можно считать незональными. По мнению Бейли и Блейка (1969; Blake et al., 1967), всю францисканскую толщу можно подразделить на ломонтитовую, пумпеллиитовую и лавсонитовую зоны (рис. 29). Наиболее отчетливая зональность данного типа устанавливается в северной части Калифорнии (Blake et al., 1967, 1969). Здесь выделены пумпеллиитовая и лавсонитовая зоны, причем последняя подразделена на две текстурные зоны (метаграувакковую и сланцевую). Степень метаморфизма увеличивается от побережья к пограничному надвигу, наклоненному на восток. Там, где надвиг почти горизонтален, можно наблюдать переходы от массивных граувакк до кристаллических сланцев в одном разрезе от подножия до водораздела хребта. Мощность лавсонитовой зоны под поверхностью надвига составляет около 4 *км*. Такие же случаи «обратной» метаморфической зональности под поверхностью надвига отмечаются и в дру-

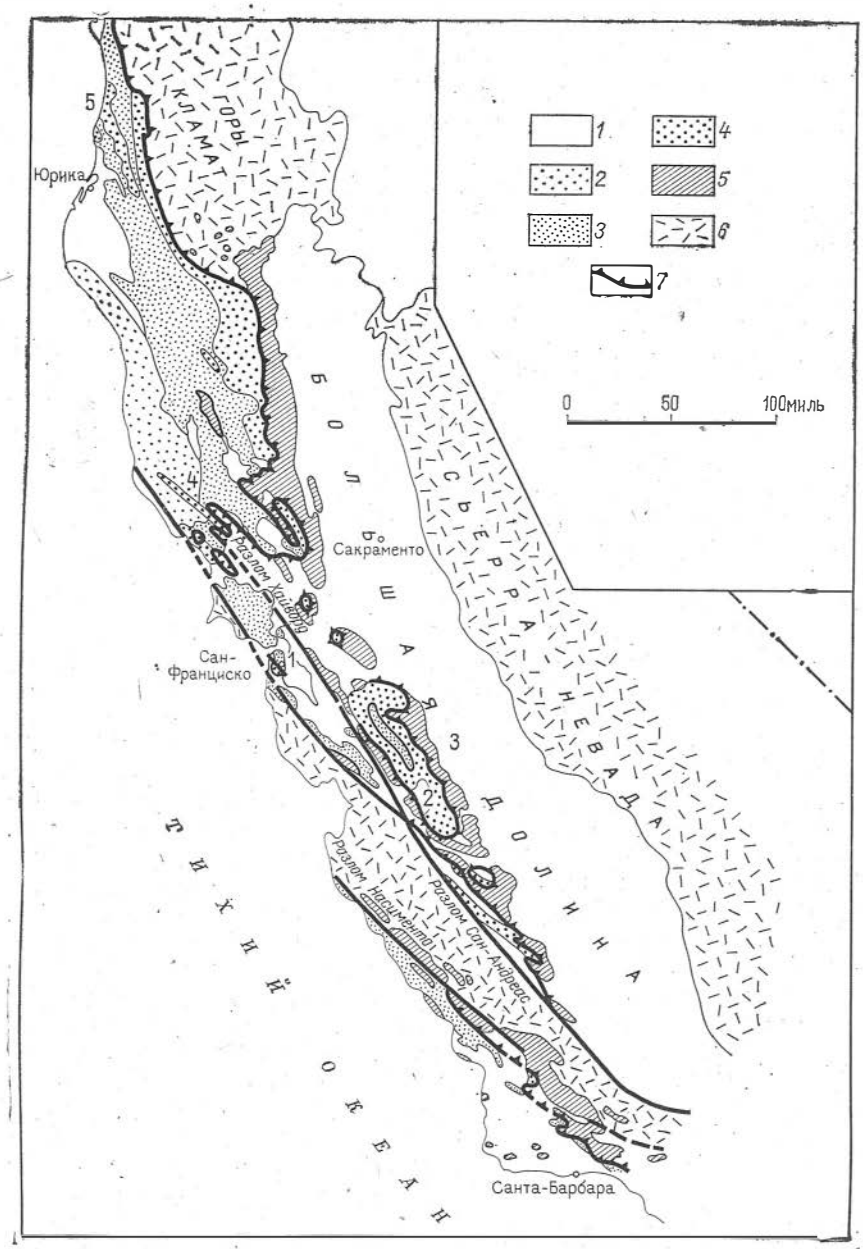


Рис. 29. Схема геологического строения Береговых хребтов западной Калифорнии (Бейли, Блейк, 1969)

1 — постфранцисканские породы. *Францисканский комплекс, минеральные зоны в метаморфизованных граувакках; 2* — ломонтитовая, *3* — пумпеллиитовая, *4* — лавсонитовая; *5* — толща Большой Долины; *6* — дофранцисканские породы и меловые гранитоиды; *7* — разломы и крупный надвиг. Цифры на карте — местоположение участков: 1 — о. Ангела, 2 — Панеко-Пасс, 3 — Паноче-Пасс, 4 — Казадеро, 5 — Сев. Калифорния

гих местах, подтверждая несомненную связь метаморфической зональности с поверхностью надвига, так как простым погружением или опрокинутым залеганием объяснить ее трудно. В частности, в некоторых случаях нарастание степени метаморфизма вверх по разрезу подтверждено фаунистическими остатками (устное сообщение Бейли, 1970). Типичные ассоциации в лавсонитовой зоне следующие:

1) Кв+фенгит+Лавс+Хл+Альб±арагонит, Эп (метаграувакки);
2) Гл — кроссит+фенгит+Эп+Альб+Кв±Стильп, Пум (сланцы);
3) Хл+Акт+Эп±Кв, Стильп, арагонит; Гл+Лавс+Альб+Рог (реликты)±Эп, Пум, Сл (метабазиты; последняя ассоциация была встречена только в одном теле метагаббро — диабаза);
4) Кв+рибекит+Гем+Эп+Сл±пирит (метачерты).

Ассоциации пумпеллиитовой зоны соответствуют субфации B_4a, лавсонитовой — $C_4a(\pm B_4в)$.

Продолжением этой зональности можно считать центральную часть Береговых хребтов — районы залива Сан-Франциско (Bloxam, 1956, 1960; Essene, Fyfe, 1967), Пачеко-Пасс (Mc Kee, 1962), Паноче-Пасс (Ernst, 1965, Ernst et al., 1970). Здесь в пределах лавсонитовой зоны устанавливается широкое развитие жадеита в метаграувакках и включения эклогитов. Например, в районе Пачеко-Пасс (Mc Kee, 1962) по минеральным ассоциациям выделены следующие породы: а) с неизмененным плагиоклазом без лавсонита, но с пумпеллиитом (возможно, породы не достигшие равновесия); б) с альбитом и лавсонитом; в) жадеитом, альбитом и лавсонитом; г) с жадеитом без альбита и лавсонитом. При этом изограда жадеита не совпадает с текстурными зонами (степенью перекристаллизации) в отличие от Северной Калифорнии, а связь с надвигом устанавливается только в региональном плане (см. рис. 29). В районе Пачеко-Пасс (Ernst, 1965) выделена жадеитовая изограда (Жд+Лавс+Кв), но площади, ограниченные этой изоградой, представляют собой небольшие изолированные участки площадью 1—2 *км*^{2}, в зонах типа меланжа. Остальная площадь, по Эрнсту, может соответствовать глаукофан-сланцевой (в метабазитах: кроссит+ +Лавс+Хл±Альб, Ка, Муск, Стильп, Кв) и зеленосланцевой зонам (Акт+Альб+Хл+Пум±Лавс, Ст, Ка, Кв), но эти зоны на площади перемежаются, так что на карте их выделить не удается; в целом они соответствуют лавсонитовой зоне Северной Калифорнии (т. е. субфации $C_4a\pm C_4в$).

В жадеитовой зоне во всех районах характерны следующие ассоциации: Кв+Жд+Сл+Лавс+кроссит±Хл, Стильп, Mn-Гр, арагонит (метаграувакки); Жд+Лавс+Хл+Гл+Хлм±арагонит, Стильп, Муск (метабазиты), причем первые три минерала замещают плагиоклаз, а Хл+Гл+Хлм — авгит, который иногда сохраняется в реликтах. Анализы сосуществующих амфиболов и пироксенов (Ernst, Onuki, 1969; Ernst et al., 1970) позволяют определить по диаграммам Л. Л. Перчука (1970) температуры в 380—500° С (в среднем 430° С).

Примером сложных соотношений пород разных типов во франциканской толще, особенно около надвига, по которому она контактирует с толщей Большой долины, является район горы Гоут (Ernst et al., 1970). Здесь «тектонически перемешаны» три типа пород, соответствующих разным субфациям, и, по мнению исследователей, — трем разновозрастным метаморфическим эпизодам: 1) слабо метаморфизованные пумпеллиитсодержащие метабазиты (Аб+Пум+Хл±Лавс, Стильп, Муск); 2) глаукофановые метабазиты (Лавс+Гл+Пум+Хл± ±Хлм, Акт, Стильп, Муск; Гл+винчит+Пум+Хл+Гр+Муск±Аб), жадеитовые метаграувакки (Жд+Кв+Лавс+Хл+Стильп+Муск±Гл), кремнистые сланцы (Кв+Стильп+рибекит±Mn-Гр, Сл); 3) гранатовые амфиболиты (Гр+Рог+Рт+Альб(реликт)±Хл, Муск, Ка). Породы 2 и 3 типа тектонически перемещены, причем породы второго типа зале-

гают в виде пологих тектонических чешуй на породах первого типа. Составы сосуществующих минералов по диаграммам Л. Л. Перчука соответствуют в обр. *G*-119 (II тип) $T=400°$ С, в обр. *G-50* (III тип)— $T=550$—$650°$ С.

Несколько иначе описана ситуация в районе Казадеро, к северу от Сан-Франциско (Coleman, Lee, 1963). Здесь на небольшой площади в районе каньона Вард-Крик и его окрестностях закартировано сложное сочетание четырех текстурных типов пород, с переходами от слабо метаморфизованных без глаукофана (I тип) к несланцеватым породам (II тип), сохранившим первичные структуры и текстуры и далее — к типичным сланцам III типа. Несланцевые породы II типа почти целиком превращены в метаморфические ассоциации (в метабазитах: Хлм+ +Лавс+Гл+Хл+1М-Муск+арагонит+Кв±Пум, пирит, Гем; в метаграувакках: Кв+Гл (кроссит)+Лавс+арагонит+Пум). Сланцеватые породы (III тип) не сохранили первичных структур и содержат нередко гранат (с переменной марганцовистостью), они слагают ограниченные участки (не более 10% площади пород). В них характерны следующие ассоциации:

1) Гл+Лавс+Пум+Муск±Хл, арагонит;
2) Гл+Муск+Лавс+Гр+Кв;
3) Гл+Клц+Лавс+арагонит±Кв, Гр, Муск;
4) Кв+арагонит+Лавс+Хл+Гр+Муск;
5) Омф+Гл+Муск±Пум, Хл (метабазиты);
6) Кв+Гр+кроссит+Муск±Стильп, Эп, Хл, пирит;
7) Кв+кроссит+Гр+Стильп+эгирин, Хлм;
8) Кв+Гр+Стильп+Кум (?)+Эп (метачерты, метапелиты).

Породы IV типа представляют собой изолированные блоки эклогитов и «гнейсоподобных» глаукофан-эпидот-гранатовых сланцев, которые концентрируются вдоль разломов (зоны меланжа), не занимают определенного положения ни в разрезе, ни по отношению к породам I—III типов, и трактуются как тектонические отторженцы метаморфизованного океанического основания. Породы IV типа, содержащие нормальный альмандин с глаукофаном, эпидотом и иногда лавсонитом, относятся к субфации $C_3б±C_4е$. Породы II и III типов аналогичны глаукофан-сланцевой зоне Пенжинского пояса, за исключением одной особенности — широкого распространения Мп-гранатов в породах Казадеро. Многочисленные анализы сосуществующих минералов (Coleman, Lee, 1963; Lee et al., 1963; Coleman, 1965; Coleman et al., 1965; Coleman, Papike, 1968; Коулмен, Кларк, 1970) и кислородно-изотопные методы (Taylor, Coleman, 1968) позволяют определить температуры в породах III типа: по паре Амф — Гр — 370—460° С; по кислородно-изотопным соотношениям 270—330° С, а в обр. 28-Cz-59 375—460° С (хотя его ассоциация считается неравновесной); по паре Мп—Гр определено давление 10—11 *кбар* (при $T=420°$ С). В породах IV типа по кислородно-изотопным соотношениям $T=530$—$575°$ С. В аналогичных породах (тектонических включениях) из других районов (Ernst et al., 1970; Эрнст, 1970) пары минералов Амф-Гр соответствуют температурам 400—520° С(?), Амф—Мп 700—900° С, давление по паре Мп—Гр 9—11 *кбар*. Последовательность субфаций в породах францисканского комплекса следующая: ломонтитовая зона→$B_4а$→$C_4а$→$C_4в±C_4г$→ →$C_4д$→$C_4е$, или $C_3в$; она подтверждается вышеприведенными независимыми оценками T и P и близко соответствует буферному режиму вдоль границ устойчивости пумпеллиита и далее лавсонита (см. рис. 19), что заставляет предположить не чисто тектоническую природу высоких давлений в породах Калифорнии.

По данным всех указанных выше авторов, изучавших метаморфическую зональность в разных районах Калифорнии, метаморфизм здесь существенно изохимический. Более раннее представление о натровом

метасоматозе (Switzer, 1951 и др.), как подчеркнул Эрнст (Ernst, 1963), было связано с тем обстоятельством, что ранее глаукофан диагностировался только в крупнозернистых породах, в частности в биметасоматических ореолах около серпентинитов.

По широкому распространению арагонита, сохранность которого подтверждает кратковременность глаукофанового метаморфизма и резкую «закалку» после него (Brown et al., 1962; Файф, 1969; Ernst et al., 1970), а также по некоторым другим особенностям, можно заключить, что Западно-Калифорнийский пояс отличается от всех других поясов Тихоокеанского обрамления. Породы тектонических блоков IV типа, относящиеся к не вскрытому эрозией метаморфическому основанию, весьма сходны с породами максютовского комплекса Урала.

13. *На Аляске и в Канаде* глаукофановые сланцы были описаны лишь недавно (Eorbes et al., 1971; Monger, 1969). Бо́льшая их часть относится к древним толщам (палеозою?), и только в южной части Аляски, в районе горы Селдовиа, глаукофановые сланцы относятся к мезозою; их находки предполагаются также в низкотемпературных сланцах группы Валдез, которые прослеживаются на несколько сот километров в Алеутской гряде. Описанные ассоциации в большинстве случаев соответствуют глаукофан-зеленосланцевым субфациям $C_4б_2 — C_3б$, в том числе: кроссит+Эп+Гр+парагонит+Аб+ка+Хл; Гл+Акт+Эп+Гр±±Сл, Кв. В горах Бенделебеи и в районе горы Селдовиа они относятся к субфации $C_4в$ и переходной зоне (Гл+Лавс+Хл+Пум±Сл, Аб, Кв; кроссит+Эп+Пум+Аб+Хл+Кв±Ка).

§ 15. ГЛАУКОФАН-СЛАНЦЕВЫЕ ПОЯСА УРАЛО-ТЯНЬШАНЬСКОЙ И АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТЕЙ

Подробно эти пояса описаны в многочисленных статьях (Добрецов и др., 1965, 1966, 1969, 1970, 1971; Добрецов, 1968, 1970; Dobretsov, Sobolev, 1971) и монографиях (Бакиров, Добрецов, 1971; Добрецов, 1973), поэтому мы остановимся на них кратко.

Урало-Тяньшаньская и Алтае-Саянская области уникальны в том отношении, что здесь широко распространен древний (рифейский и нижнепалеозойский) глаукофановый метаморфизм, который в других районах обычно считается постпалеозойским, при этом пояса занимают внутриконтинентальное положение, в отличие от поясов Тихоокеанского обрамления.

На Урале все проявления эклогитов и глаукофановых сланцев (рис. 30) приурочены к зоне Главного Уральского разлома, которая выделяется как особый метаморфический пояс общей протяженностью более 2000 *км*. Здесь устанавливается два этапа эклогит-глаукофанового метаморфизма — рифейский (раннебайкальский, возраст 1000—1200 млн. лет) и силур-нижнедевонский (каледонский, возраст около 400 млн. лет). Более древние комплексы (максютовский, марункеуский, толщи юго-восточной части Уфалейского массива) обнажаются в ядрах уралтауских антиклинориев, а более молодые — восточнее, вблизи пояса гипербазитов или к востоку от них (например, в Щучьинском и Хулгинском синклинориях). Эта тенденция соответствует смещению границы эвгеосинклинальной зоны в рифее и нижнем палеозое к востоку. Возрастное и структурное положения многих комплексов дискуссионны, однако само выделение двух этапов эклогит-глаукофанового метаморфизма и их пространственная обособленность представляются нам несомненными.

В Тянь-Шане бо́льшая часть проявлений эклогит-глаукофанового метаморфизма приурочена к северной границе герцинской области Южного Тянь-Шаня — Канско-Атбашинскому глубинному разлому, который, вероятно, является аналогом Главного Уральского глубинного раз-

лома (рис. 31). Метаморфизм большей части глаукофансодержащих свит Южного Тянь-Шаня (канская, анзобская, катармайская, иттунусийская, силур Атбашинского хр.) соответствует силур-раннедевонскому этапу (375—420 млн. лет), однако имеются и проявления рифейского метаморфизма (атбашинская свита с гранат-глаукофановыми породами, 1100 млн. лет). В Северном Тянь-Шане известен эклогит-сланцевый макбальский комплекс с гранат-глаукофановыми породами в дорифейском основании глубокого рифейского прогиба Терской-Киргизской зоны (возможный аналог атбашинского комплекса).

Продолжение Канско-Атбашинской зоны Тянь-Шаня известно и на территории Китая в виде отдельных находок эклогитов и глаукофановых сланцев в верховьях р. Хайдык-Гол (устные сообщения Г. П. Вергунова и Н. А. Беляевского).

В Алтае-Саянской области глаукофановые сланцы встречены в виде тектонических блоков в Чарском гипербазитовом поясе Зайсанской геосинклинали, в составе уймонской свиты Теректинского горста

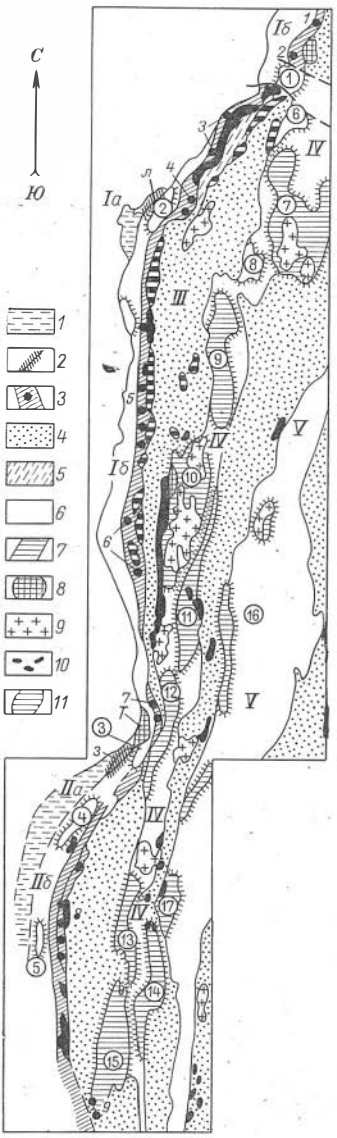


Рис. 30. Метаморфические зоны Урала

I. Западно-Уральская (с подзонами *Iа*, *Iб*). Гнейсово-мигматитовые комплексы (цифры в кружках): 1 — харбейский, 2 — восточно-ляпинский, 3 — златоустовский, 4 — белорецкий, 5 — сакмарский.

II. Зона Главного уральского глубинного разлома. Комплексы (цифры без кружков): *1* — глаукофановых сланцев бассейна р. Щучьей, *2* — эклогит-гнейсовый хр. Марун-Кеу, *3* — глаукофановых сланцев, эклогитоподобных и жадеитовых пород массива; *4* — глаукофановых сланцев бассейна р. Хулга, *5* — глаукофановых сланцев массивов Сяткар-Соут, Чистоп и Денежкина Камня; *6* — отдельные проявления глаукофана, субглаукофана, лавсспита в зеленых сланцах Среднего Урала; *7* — уфалейский эклогит-гнейсово-сланцевый, *8* — максютовский эклогит-глаукофан-сланцевый.

III. Тагильскомагнитогорская зона. *IV*. Восточно-Уральская зона. Гнейсово-мигматитовые комплексы (цифры в кружках): *6* — салехардский, *7* — березовский, *8* — васькинский, *9* — ялыньинский, *10* — салдинский, *11* — мурзинско-адуйский, *12* — сысертско-ильменогорский, *13*— адамовский, *14*— текельдытасский, *15* — талдыкский.

V. Зауральская зона. Комплексы: *16* — Красногвардейский, *17* — маринский.

1 — зона проявления докембрийского метаморфизма пумпеллиит-пренитовой и зеленосланцевой фаций; *2* — зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа; *3* — зоны проявления зеленосланцевого и глаукофанового метаморфизма; *4* — зоны палеозойского метаморфизма зеленосланцевой и пумпеллиит-пренитовой фаций и эпигенеза: *5* — зона метаморфизма эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций; *6* — зоны проявления однородного метаморфизма фации зеленых сланцев (между куполами); *7* — полиметаморфические гнейсово-мигматитовые комплексы; *8* — выходы пород двупироксеновой фации; *9* — гранитоиды; *10* — гипербазиты; *11* — габброиды

(Горный Алтай), в аккольской формации и ее аналогах в хр. Куртушубинском и Борус (Западный Саян). В хр. Борус описаны также жадеитовые породы в гипербазитах. Несмотря на разобщенное положение этих участков, возраст всех глаукофансодержащих толщ близкий (средний? рифей), а метаморфизм также докембрийский (древнее 550 или 600 млн. лет). Эвгеосинклинальные толщи уймонской и аккольской формаций и их аналоги вместе с ассоциирующими гипербазитами, возможно, представляли собой единую сложную дугу, разорванную и деформированную в результате более поздних движений. Ее вероятное продолжение фиксируется в Монголии и Северо-Восточном Китае, т. е.

и здесь, возможно, глаукофан-сланцевый метаморфизм был приурочен к крупным швам, как на Урале и в Тянь-Шане.

1. **Максютовский комплекс** протягивается на 250 *км* в виде узкой полосы (10—30 *км*) вдоль р. Сакмары на Южном Урале (рис. 32). Геология, петрография и минералогия его подробно описаны (Криницкий, Криницкая, 1961; Ленных, 1961, 1963, 1969; Чесноков, 1959, 1961, 1963; Казак, Чесноков, 1965; Казак, 1970; Архипенкова, 1965; Добрецов, Со-

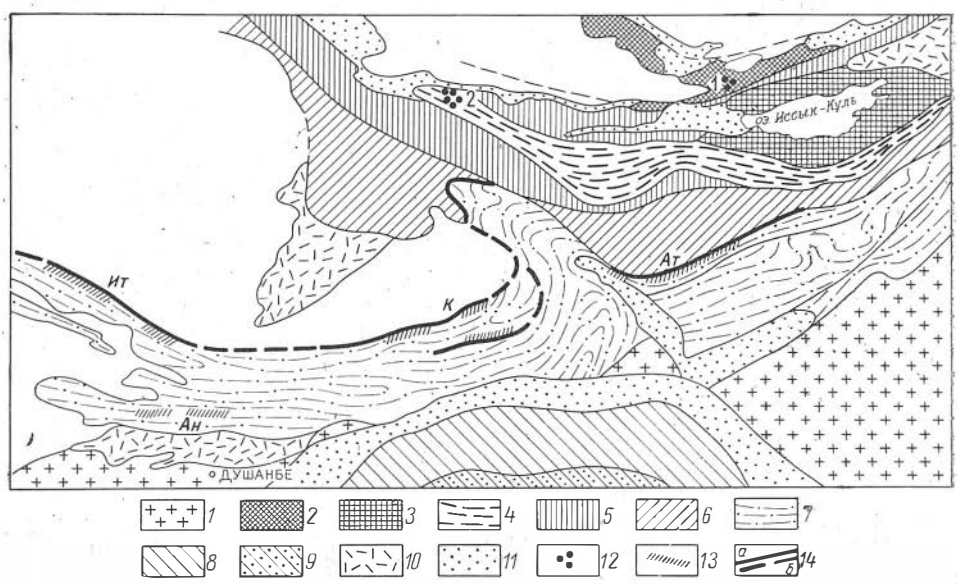


Рис. 31. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня (Королев, 1961; дополнения Н. Л. Добрецова) и местоположение глаукофановых сланцев и эклогитов

1 — Таримская платформа и Байсуиский массив. Складчатая область Северного Тянь-Шаня: *2* — Муюнкумский массив, *3* — Иссык-Кульский массив, Карабалтинский и Чон-Кеминский прогибы, *4* — Терскей-Киргизская зона, *5* — Талассо-Каратауская зона; *6* — Чаткало-Нарынская зона (Срединный Тянь-Шань); *7* — герцинская область Южного Тянь-Шаня (с подзонами); *8* — герцинская область Северного Памира; *9* — мезозойская область Центрального Памира: *10* — наложенные вулканогенные герцинские прогибы; *11* — наложенные молассовые и др. прогибы; *12* — комплексы с эклогитами (1 — Актюзский, 2 — Макбальский); *13* — глаукофановые комплексы (*АТ* — атбашинский, *К* — канский, *Ан* — анзобский (зеравшанский), *Ит* — иттунысайский); *14* — зоны глубинных разломов с глаукофановыми сланцами (а) и прочие разломы (б)

болев, 1970; Dobretsov, Sobolev, 1970; Добрецов и др., 1971$_2$; Добрецов, 1973 и др.). На востоке он примыкает к гипербазитовому поясу и Магнитогорскому синклинорию, на западе перекрыт суванякским комплексом (Rf_3 или Cm?), контактирует с фаунистически охарактеризованными слабометаморфизованными отложениями PZ_{1-2}; на этом основании комплекс отнесен к рифею, хотя определения K-Ar методом дают цифры 450—500 млн. лет и меньше. Максютовский комплекс (серия) состоит из ряда свит, сложенных в основном кремнистыми и слюдяными сланцами и содержащих, кроме того, многочисленные тела эклогитов и глаукофановые сланцы. Комплекс имеет сложное внутреннее строение, обусловленное сочетанием линейной складчатости (с опрокинутыми складками, надвигами) и блоковой тектоники с брахиформными структурами в некоторых блоках. Предполагаются влияние неоднородного надвига жесткой глыбы Восточно-Европейской платформы в рифее и более поздняя переработка структуры каледонскими движениями.

Как видно из рис. 32, в комплексе, в части участков или блоков (Федосеевка — Новосимбирском, Шубинском, Сакмарском, Караяновском, Баракальском, Зилаир-Максютовском и др.) распространены эклогиты с глаукофаном, реже с лавсонитом, гранат-глаукофановые породы, сланцы с дистеном, хлоритоидом, кросситом и другими характерными минералами. На других участках (Губерлинском, Янтышевском,

Караяново-Сабыровском. и др.) сохраняются лишь реликты или псевдоморфозы по гранату, глаукофану, лавсониту и преобладают обычные зеленосланцевые ассоциации. Это отражает неоднородный, блоковый характер зеленосланцевого диафтореза, усиливающегося вблизи краевых швов и связанного с каледонскими движениями. Характерны также процессы окварцевания и мусковитизации эклогитов вплоть до образования кварц-альмандин-мусковитовых пород с «футлярообразным» гранатом. Эти изменения мы связываем с «выщелачиванием» большинства оснований (кроме К) из эклогитов при их диафторезе.

В интрузии серпентинитов у дер. Антинган и на других участках описаны своеобразные «кальциевые эклогиты» с лавсонитом, Са-гранатом, по составу промежуточным между гроссуляром и альмандином (гросс 45—75%), Na-Ca пироксеном (от чисто кальциевого до диопсид-жадеита), а также лавсонит-хлоритовые, альбит-диопсид-жадеитовые и другие метасоматические апогаббродные породы. В нескольких местах в сланцах были встречены кварц-альмандин-жадеитовые породы, содержащие почти чистый жадеит, много кварца, графит и резко отличные от обычных базальтоидных эклогитов. Во вмещающих графит-слюдяных и других сланцах на участках, слабо затронутых диафторезом, также встречаются жадеитовый пироксен (вместо альбита) и кроссит. Характерны метааркозовые слюдяные сланцы, богатые мусковитом и калишпатом (в юмагузинской свите). В максютовском комплексе присутствуют одновременно дистен, лавсонит, хлоритоид и альмандин. Гранат-глаукофановые и зеленокаменные метабазиты образуются не только за счет диафтореза

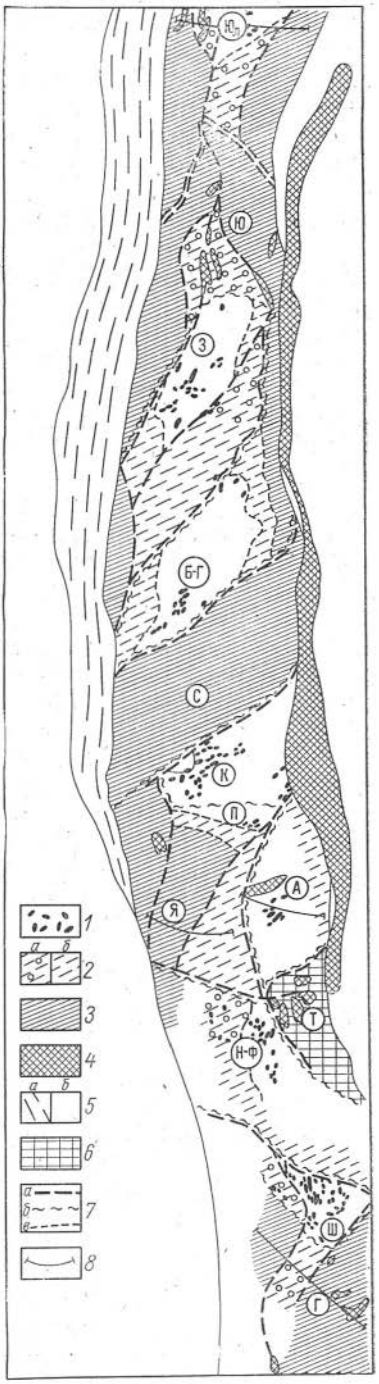


Рис. 32. Схема геологического строения блоков максютовского комплекса и их диафторичная зональность, Южный Урал

1 — зона с эклогитами и слабым диафторезом; *2* — зоны интенсивного диафтореза с сохранившимся глаукофаном (а+б) и лавсонитом (а); *3* — зоны полного зеленосланцевого диафтореза; *4* — гипербазиты; *5* — окружающие слабометаморфизованные породы: *а*— PR—Cm, *б*— PZ_{1-2}; *6*— участки пород PZ_1(?), подвергшиеся глаукофановому метаморфизму; *7* — контакты тектонические (*а*), границы блоков (*б*), границы зон (*в*); *8* — положение разрезов (см. текст). Буквы — блоки (участки): Г — Губерля, Ш — Шубинский, Н-Ф — Новосимбирка—Федосеевка, Т — Ташла, Я — Янтышевский, А — Антинган, П — Петровский, К — Караяновский, С — Сабыровский, Б-Г — Баракал-Галеевский, З — Зилаир-Максютовский, Ю — Юлдыбаевский, Юл — Юлукский

эклогитов, но и за счет первично-вулканогенных пород так называемой «аралбаевской» подсвиты. Эклогиты и метагаббродные породы отнесены к специфической эклогитовой и метаморфизованной габбро-гипербазитовой магматической формациям.

На р. Ташла, вблизи контакта метаморфических толщ с Магнитогорским синклинорием, описаны предположительно палеозойские глаукофанизированные метаэффузивы, содержащие ассоциации: Гл+Аб+ +Хл+Эп±Кв, Акт+Аб+Хл+Клц+Мт±Стильп. Аналогичные ассоциации развиваются в диафторитах максютовского комплекса, вместе с обычными зеленосланцевыми ассоциациями (Акт+Аб+Хл+Клц±Му, Кв, Гем, Кв+Аб+Хл+Клц+Муск±Би или Стильп; Кв+Аб+Кпш+ +Муск+Ка±Стильп и др.).

Все это многообразие специфических ассоциаций и минералов охарактеризовано более чем 100 анализами минералов (химическими и рентгеноспектральными). Для минералов, особенно для гранатов и амфиболов, характерна отчетливая зональность. При исследовании на микрозонде от центра к краю зерен устанавливается: в гранатах — уменьшение содержания CaO, увеличение содержаний FeO, MnO, в амфиболах — увеличение содержаний Ca, Mg, уменьшение — Al, Na; кроме того наблюдается обрастание глаукофана Na-актинолитом. Как во.франциканском комплексе Калифорнии, здесь характерна большая изменчивость состава Na-пироксенов, Na-амфиболов, гранатов с преобладанием диопсид-жадеита или хлоромеланита, глаукофана и кальциевого альмандина.

В целом первичные ассоциации сланцев и глаукофановых эклогитов на участках без лавсонита соответствуют субфации $C_3б$, а на участках с лавсонитом — субфациям $C_4е$—$C_4г$, диафториты и глаукофанизированные палеозойские (?) метабазиты — субфациям $B_4б$ и $C_4б_1$.

На основании анализов сосуществующих минералов (Добрецов и др., 1971_2) из сланцев, затронутых в разной степени диафторезом, по парам Мп—Амф и Амф—Гр с использованием диаграмм Л. Л. Перчука (1970) получены цифры от 350 до 600° С, давление по паре Мп-Гр 10—20 (?) *кбар*; для эклогитов и диафторитов те же пары минералов дают температуры 375—780° С (чаще 460—550° С), давления 8,5—20(?) *кбар* (чаще 10—12 *кбар*). В результате диафтореза и зональности минералов в одном и том же образце колебания температур могут достигать 250° С (чаще 30—100° С). Это затрудняет оценку истинных температур. Однако учитывая слабое проявление первичной зональности при преобладании пород субфации $C_3б$ и довольно устойчивые значения температур в породах, слабо затронутых диафторезом или те, которые определены по центральным частям зерен, T глаукофанового метаморфизма в максютовском комплексе можно оценить в 500—550° С, P—в 13—17(?) *кбар*. Те же T и P характеризуют ассоциации глаукофанизированных эклогитов, хотя их первичные температуры в соответствии с гипотезой первичномагматического генезиса эклогитов были, вероятно, порядка 780° С (Добрецов, Соболев, 1970). При каледонском диафторезе и прогрессивном метаморфизме нижнепалеозойских толщ около Главного Уральского разлома (в западной части Магнитогорского синклинория) температуры достигали 370—450° С, давление 5—8 *кбар*. Устанавливаются также и более низкотемпературные диафториты, содержащие ассоциацию Ка+Кв+Стильп ($T \leqslant 350°$ С).

2. **В Приполярном и Полярном Урале глаукофановые сланцы,** как и в южной части Урала (максютовский комплекс), довольно широко распространены вдоль зоны Главного Уральского разлома, хотя изучены плохо. Здесь присутствуют (см. рис. 30) марункеуский комплекс, содержащий в северной части (р. Щучья) глаукофановые сланцы, а в южной (район Слюдяной горки) — эклогиты, амфиболиты, плагиогнейсы; глаукофановые сланцы, жадеитовые и эклогитоподобные породы на западном краю гипербазитового массива Пай-Ер; глаукофановые сланцы в бассейне р. Хулга и в районе гипербазитового массива Сяткар-Соут.

Северная часть марункеуского комплекса (предположительно PR_{1-2})

в среднем течении р. Щучьей, по данным Ю. Е. Молдаванцева, сходна с максютовским комплексом. Здесь характерны эпидот-глаукофановые сланцы (Гл+Эп+Аб±Хл, Мус, акцессорные, иногда с роговой обманкой, обрастаемой глаукофаном), замещаемые зеленосланцевыми ассоциями (винчит или Акт+Аб+Клц—Эп+Хл+Муск±Ка), гранат-кросситовые сланцы и кварцито-сланцы (Гр+кроссит+Аб+Кв+Муск+ +рудный; кроссит+Кв+Аб+Стильп+Муск±Гр; кроссит+Fe-Эп+ +Аб+Муск+Гем±Хл, Кв), «аркозовые» кварциты (Кпш+Кв+Аб+ +Эп или буро-зеленый Би+зеленый Муск; Кв+Кпш+Гр+Эп+Муск), графитистые кварциты.

Глаукофансодержащие ассоциации найдены также местами в сядайской свите ордовика западного борта Щучьинского синклинория, к В от зоны Главного Уральского разлома, но вблизи от марункеуского комплекса. В частности, в метабазитах найдены следующие ассоциации: Хлм+Гл±винчит+Аб+Муск+Стильп±Кв; Са-кроссит+Na-акт+Лавс (? реликты)+Аб+Хл+Пум+Эп±Стильп, кроссит+Эп+Аб-Хл+ +Муск. Глаукофан замещается хлоритом, альбитом, актинолитом. От пород марункеуского комплекса они отличаются сохранением реликтовых структур и более низкими температурами, о чем свидетельствуют пумпеллиит, лавсонит(?), тонкозернистое сложение.

В аналогичной ситуации, по-видимому, находятся глаукофансодержащие породы в бассейне р. Хулги, в западном крыле Хулгинского синклинория (Свиридов, Коркин, 1966). Большая часть толщ ордовика здесь соответствует фации зеленых сланцев (Хл+Эп+Аб+Акт±Кв; Хл+Аб+Кв+Муск±Стильп). Кроме них, выделяется высокотемпературная «зона» (или блоки пород?), которая близка к марункеускому комплексу и содержит ассоциации: Альм+Аб+Рог+Муск±Кв; Аб+ +Рог+Клц+Кв. Сланцы с глаукофаном присутствуют в «переходной» зоне и характеризуются ассоциацией: Гл+Эп+Аб+Кв±Альм, Муск, Хл, Ка. Некоторые глаукофаны имеют тонкую сине-зеленую кайму амфибола типа винчита или барруазита.

Вдоль западного края массива Пай-Ер (Войкар-Сыньинского), по данным Н. Л. Добрецова и др. (1965_1, 1972), В. Ф. Морковкиной (1960, 1967) и Ю. Е. Молдаванцева (1969), в едином метаморфическом поясе обнажаются глаукофановые сланцы, эклогитоподобные и жадеитовые породы. Внешнюю зону этого пояса слагают зеленые сланцы и гранат-глаукофановые породы (с реликтами эклогитов), а эклогитоподобные породы, гранатовые амфиболиты и жадеитовые породы в гипербазитах — внутренние зоны. Гранат-глаукофановые породы (рч. Кечь-Пель и др.) возникли частично за счет преобразования эклогитоподобных пород или эклогитов, частично за счет первично вулканогенной толщи. Они сходны с породами марункеуского и максютовского комплексов и содержат ассоциации: Са-Гл+Хлм+Гр+Эп+Кв±Аб; Гл+Эп+Аб± ±Хл; Кв+Аб+Хлм+Эп+Муск; кроссит+Аб+Кв+Цо±Гр, Хл, Муск; Гр+Рог+Гл+Эп±Кв. Это несомненная субфация $С_3б$. По диаграммам Л. Л. Перчука (1970) проанализированные пары минералов Амф—Гр (5 пар) и Амф—Мп (2 пары) соответствуют $T=390$—$630°$ С.

Внутри массива гипербазитов в районе рч. Кечь-Пель на 13 *км* протягивается полоса с многочисленными телами метасоматических жадеитовых пород и апожадеитовых альбитов. Кроме чистых жадеититов здесь известны ассоциации Жад+Аб+Фл±Рог, а также низкотемпературные ассоциации в диафторитах.

Таким образом, большинство пород с глаукофаном в марункеуском комплексе и его аналогах (р. Хулга, массив Пай-Ер) соответствуют субфации $С_3б$, которая ассоциирует с более высокотемпературными породами фации $С_3 \pm В_2$ (Марун-Кеу, массив Пай-Ер). Только в ордовикских породах, как и на Южном Урале, обычно к востоку от рифейских толщ (восточнее марункеуского комплекса) появляются породы субфа-

ций C_4а или C_4б, иногда C_4в (лавсонит-глаукофановые сланцы около массива Сяткар-Соут) наряду с обычными зеленосланцевыми породами фации B_4б.

3. **В восточной части Южного Тянь-Шаня атбашинская свита** (см. рис. 31) содержит глаукофановые эклогиты, гранат-глаукофановые породы, глаукофановые и специфические карбонат-глаукофановые сланцы. Свита, по мнению большинства исследователей (Бакиров, Добрецов, 1972), представляет собой узкий блок докембрия вдоль Канско-Атбашинского разлома среди пород силура, которые в нижней части разреза в метабазитах также содержат натровые амфиболы (винчит—Акт+ +Аб+Эп+Хл+Рудн+Авг (реликтовый)±Ка, Кв). K-Ar метод определения абсолютного возраста для пород атбашинской свиты показал цифры 567, 568 и 1100(?) млн. лет. Первичный состав и метаморфизм ее были, вероятно, сходны с составом и метаморфизмом пород макбальского комплекса Северного Тянь-Шаня, с которым свита близка и по возрасту (дорифей или нижний рифей).

Первичные породы атбашинской свиты включали гнейсы, кристаллические сланцы, гранатовые амфиболиты, мраморы и эклогиты (Бакиров, 1964; Белькова, Огнев, 1966; Добрецов, 1972). Об этом свидетельствуют тела эклогитов, а также многочисленные реликтовые минералы в центральной части блока — альмандин, бурый биотит, клинопироксен, роговая обманка, титаномагнетит и ильменит, редко калишпат и ставролит (?). Все породы претерпели интенсивный диафторез, причем он протекал, возможно, в две стадии. На первой образовались ассоциации: Гл+Аб+Эп+Му+Карб+рудный; Са-кроссит±барруазит+Ка+Эп±Хл, Му, Кв, Гл+Эп+Гр±Хл, Ка, Ру; барруазит+Аб+ +Хл+Му±Цо; Гр+Рог+Аб+Хл+Му+Ка; Гр+Аб+Хл+Цо+Му+ +Ка+Кв±акцессорный. На второй стадии формировались обычные зеленосланцевые ассоциации. Среди диафторитов характерны порфиробластические цоизит-альбитовые «гнейсы» (Аб+Цо+Хл+Мус+ +Сф±Кв, Гр). Для натровых амфиболов в сланцах характерно наличие нескольких зон с переходом от глаукофана к Fe-кросситу и замещение последнего Na-Ca амфиболом типа Fe-винчита или барруазита. Гранат также зональный и при диафторезе очень обогащается Mn. Анализы пар Амф—Гр для каемок дают $T=390$—400° С (как и пара Гр—Хл), для центра зерен 410—450° С, отражая разные стадии диафтореза. Первичные ассоциации атбашинской свиты включали субфацию C_3б(±C_3а), глаукофановые диафториты и винчитсодержащие ассоциации в силуре — субфации $C_4б_1$ и $C_4б_2$.

4. **Канская, иттунысайская свиты** и их аналоги обнажаются в узких тектонических блоках вдоль Канско-Атбашинского глубинного разлома (и его ответвления) в западной части Южного Тянь-Шаня (см. рис. 31). Породы свит относятся, вероятно, к раннему силуру или к более древним эффузивно-осадочным образованиям и соответствуют в основном зеленосланцевой фации (Бакиров, Добрецов, 1972; Мушкин и др., 1971). Обе свиты подразделяются на две подсвиты. В нижней преобладают метабазиты (актинолитовые и др. сланцы), в верхней — филлиты и метаморфизованные песчаники. В нижней подсвите локально встречаются ассоциации глаукофан-сланцевой фации, которые во многих случаях представляют собой реликты среди зеленосланцевых ассоциаций.

В канской свите Н. Л. Добрецовым в шлифах, взятых на р. Акбура около устья рч. Карагур, определена следующая ассоциация: Гл+ +Лавс+Эп+Стильп+рудный±Хл, Альб, рудный (первая находка лавсонита в Тянь-Шане), замещаемая зеленосланцевой ассоциацией без глаукофана: Аб+Хл+Эп+Кв+Карб±Акт, Муск. В верховьях р. Чанташ встречен сланец, в котором глаукофан и эпидот замещаются ассоциацией Na-Акт+Аб+Хл±Ка, Стильп. Кроме того, изучены

глаукофансодержащие породы по саю Джольбарс и рч. Акшар (правобережье р. Араван), для которых характерны следующие ассоциации: зональный Гл+барруазит+Хл+Аб+Эп±рудный, вторичный Стильп; кроссит+Аб+Эп+Карб±Хл, Стильп, Муск; барруазит (обрастаемый акт)+Эп+Аб+Ка+рудный±Хл. Зональные амфиболы в первой ассоциации аналогичны таковым в атбашинской свите.

В нижней подсвите иттунысайской свиты в Северо-Нуратинских горах, по данным И. В. Мушкина и др. (1971), а также Н. Л. Добрецова, широко распространен зеленовато-синий амфибол типа винчита в следующей ассоциации: винчит+Эп+Аб+Хл+Сф±Стильп, Ка, Муск; локально встречена ассоциация Гл+винчит(Акт)+Эп+Аб+Хл+ +Стильп+Сф±Ка. В составе толщи характерны также обогащенные Mn и Fe прослои, содержащие ассоциации Мт(±окислы Mn)+Андр; Карб+Na-амф+Аб; Кв+пьемонтит+Mn-Гр+Муск+Аб±окислы Fe, Mn. Канская и иттунысайская свиты тесно ассоциируют с серпентинитами, в которых встречаются тела альбититов и родингитов. Глаукофансодержащие породы канской и иттунысайской свит относятся преимущественно к субфации $C_4б_1$ ($\pm C_4б_2$), частично $C_4г$, т. е. в их $T=400$—450° С, P от 8 до 12 *кбар*. Глаукофановые сланцы такого же типа отмечаются также в майлисайской свите к северу от Ферганской впадины и в Зап. Узбекистане в горах Тамдытау и Букантау.

Кроме зоны Канско-Атбашинского разлома, отдельные находки глаукофановых сланцев отмечены в южной зоне — анзобском комплексе Зеравшанского хребта, катармайской свите Зиаэтдинских гор (в ней широко распространен винчит, кроссит отмечен лишь в нескольких шлифах). Метабазиты катармайской свиты близки по составу к океаническим базальтам и не обнаруживают заметного Na-метасоматоза (Корсаков, Мушкин 1970; Добрецов, Корсаков, 1972).

5. **Глаукофановые сланцы и эклогиты Чарского пояса** в Восточном Казахстане слагают тектонические блоки в серпентинитах на участке Лазаревка (Добрецов, Пономарева, 1969) и в девонских эффузивах на участке Каинды (Василевская, Казак, 1971) размером от 100 *м* до 1,5—3 *км*. На обоих участках наряду со слюдяными сланцами присутствуют сланцы, содержащие глаукофан и Na-Ca амфибол типа барруазита: Гл+Хл+Аб+Эп+Муск+Стильп+Сф; барруазит+Эп+Аб+Хл+ +Карб+Сф; барруазит±Гл+Эп+Гр+Муск±Аб, рутил. На участке Каинды отмечена ассоциация Лавс+Гл+Эп+Муск. Встречаются также мелкие тела гранатовых амфиболитов с «гастингситовой» (точнее барруазитовой) роговой обманкой, иногда глаукофаном и реликтами омфацита, т. е. они представляют собой частично диафториты по эклогитам. Для этих пород пары Амф—Гр соответствуют, по диаграмме Л. Л. Перчука, температуре 450—520° С. В целом данный комплекс пород сходен с породами максютовского комплекса и относится, вероятно, к докембрийскому фундаменту (полученные K-Ar методом даты для диафторитов соответствуют 475—550 млн. лет; Добрецов, Пономарева, 1969), как и другие глаукофан-сланцевые комплексы Алтае-Саянской области.

6. **Уймонская свита** (теректинский горст, Горный Алтай). Уймонская свита залегает в основании теректинской серии протерозоя (Родыгин, 1969, Елистратов, 1970) и прослеживается в пределах теректинского горста на расстоянии 80—100 км при ширине выходов 10—20 *км*. Свита сложена чередующимися первично терригенными (метаграувакковыми) сланцами и пачками метабазитов с прослоями кремнистых сланцев (в том числе с пьемонтитом, гематитом, иногда графитом), реже мраморов, а также с мелкими телами гипербазитов. Метабазиты составляют от 25 до 55% объема свиты, мощность которой около 3 *км*.

Богатые глаукофаном сланцы приурочены к пачкам полосчатых (туфогенных) метабазитов. Наиболее типичная ассоциация содержит:

Гл (1,3Al; 1,6 Na; 0,5Ca; $f=39$) + винчит (0,5Al; 0,7 Na; 1,4 Ca; $f=25$) + Эп + Хл + Аб + Сф. Встречаются также ассоциации кроссит + + Аб + Fe-Эп + Хл + Муск + Гем и др. (Добрецов и др., 1972). Во многих случаях устанавливается замещение глаукофана актинолитом, хлоритом и альбитом и другие признаки зеленосланцевого диафтореза. Исключая диафторез, метаморфизм свиты однородный и соответствует субфации $С_4б_2$.

7. **Аккольская (амыльская) свита (верхний протерозой)** в Западном Саяне содержит в ряде мест глаукофановые и лавсонит-глаукофановые сланцы (Добрецов и др., 1972). Наиболее интересен зональный комплекс сланцев в верховьях рек Амыл и Урбун. Здесь от тектонического контакта на север по ассоциациям в метабазитах выделяются три зоны:

Лавсонит-глаукофановая
1) Гл + Лавс + Пумп + Сф + рудный ± Аб
Промежуточная
1) Лавс + Акт + Аб + Пумп ± Эп + Хл ± Стильп;
2) Гл + винчит + Аб + Кв + Пум ± Эп + Хл + Стильп;
3) кроссит + Аб + Кв + Fe-Эп + Хл ± Стильп + Ка + Муск + рудный
Зеленосланцевая
1) Акт + Аб + Кв + Эп + Хл ± Стильп + Ка + Сф + рудный;
2) Кв + Аб + Хл + Эп + Мп-Гр + Муск + рудный и др.

Глаукофан отмечается также в аккольской свите в обрамлении гипербазитов Борусского массива, которые содержат жадеитовые и кварц-жадеит-хлоромеланитовые метасоматические породы (Добрецов, 1963, 1964).

§ 16. ГЛАУКОФАН-СЛАНЦЕВЫЕ ПОЯСА АЛЬПИЙСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОЙ И ПРОЧИХ ОБЛАСТЕЙ

Распространение глаукофановых сланцев в Европе схематически показано на рис. 33. Породы глаукофановой фации и ассоциирующие с ними образования приурочены в основном к альпийским системам. В палеозойских структурах глаукофановые сланцы редки и не образуют протяженных поясов. Сюда относятся находки глаукофана в каледонидах Шотландии, Норвегии, Бретани, Сев. Испании, Силезии. В Шотландии, местечке Нокормэл (Bloxam, Allen, 1960), глаукофановые сланцы найдены вместе с эклогитами и гипербазитами среди ордовикских спилитов и содержат ассоциацию: Гл или кроссит (в формуле Na 1,3; Ca 0,8; Al 1,4; $f=53$) + Por(Na 0,87; Ca 1,45; Al 1,9; $f=50$) + + Гр (Альм 40, Пир 29) + Эп + Альб ± Хл. В эклогитах Норвегии найден Na-амфибол типа барруазита (Binns, 1967). В глаукофановых сланцах, ассоциирующих с эклогитами на побережье Бретани и о. Груа (Cogne et al., 1966; Velde, 1966, 1967), характерны глаукофан-хлоритоидные породы (парагенезис Гл + Хрд + фенгит + Гр + Эп + Аб + Кв, в глаукофане $Al_2O_3=11,1$; Na_2O 6,7; $f=56\%$, в хлоритоиде $f=79\%$; Velde, 1967). В Северо-Западной Испании, вблизи Молинос де Селан (Colee, 1964) в составе так называемого «центрального комплекса» вместе с эклогитами встречены жадеит-глаукофан-гранатовые породы. Пироксен, судя по оптическим данным, близок к жадеиту, глаукофан — зональный. Они залегают среди слюдяных сланцев и представляют собой, вероятно, диафториты по эклогитам. Как видим, во всех случаях глаукофановые сланцы тесно ассоциируют с эклогитами, хотя бы частично представляют результат их диафтореза и относятся в основном к относительно высокотемпературным субфациям $С_3б$ или $С_4г$ (в Бретани). Некоторые из них близки, по-видимому, к породам максютовского комплекса Урала.

Более широко распространены глаукофановые сланцы в срединных массивах альпийской складчатой области, особенно в Турции, частич-

но в Динаридах и Альпах. Поскольку они тесно связаны с альпийскими поясами, мы их опишем совместно.

В альпийских и прилегающих варисских сооружениях Средиземноморья глаукофановые сланцы прослеживаются в виде протяженных поясов в ассоциации с офиолитами (см. рис. 33 и 26). Однако в Европе, вследствие сложной покровной тектоники и других причин, не принято выделять глаукофан-сланцевые пояса. Тем не менее, нет особых причин

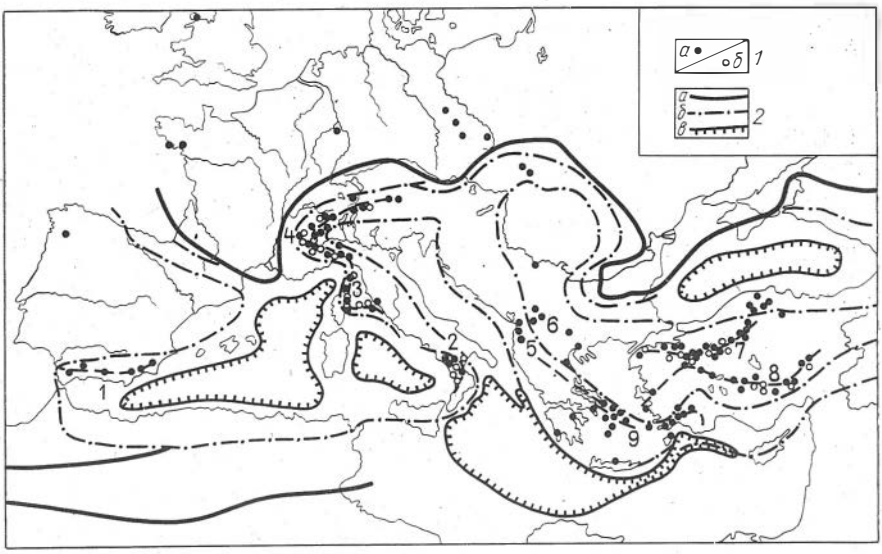


Рис. 33. Схема распространения глаукофановых (*1а*) и лавсонитовых (*1б*) пород в Европе (Van der Plas, 1959; Kaaden, 1969, с добавлениями Н. Л. Добрецова)

цифры 1—9 — глаукофан-сланцевые пояса; *2* — границы: *а* — альпийской складчатой области (включая передовые прогибы и срединные массивы), *б* — внутренней геосинклинальной (эвгеосинклинальной) зоны, *в* — океанических котловин и желобов без гранитного слоя (Белоусов, 1968; Карта тектоники Евразии, 1968)

предполагать здесь картину, отличную от других регионов. На основании опубликованных данных мы выделили здесь следующие глаукофан-сланцевые пояса (см. рис. 33): 1) Бетический; 2) Калабрийский; 3) Корсиканский; 4) Пеннинский; 5) Мирдита(?); 6) Балканский; 7) Северо-Анатолийский; 8) Южно-Анатолийский; 9) Эгейский. Из них 6, 7 и 8-й пояса являются герцинскими, остальные — альпийскими, хотя и в альпийских поясах местами предполагается проявление палеозойского глаукофанового метаморфизма. На продолжении Эгейского пояса, расположенного на территории Греции и Турции, известны отдельные находки глаукофана (Иран и Ирак), а также мало исследованный глаукофан-сланцевый пояс в Гималаях (Schurmann, 1955; см. рис. 26). К этой же альпийской системе относятся глаукофановые сланцы и жадеитовые породы Северной Бирмы.

1. *Бетический пояс* (см. рис. 33). В Бетических Кордильерах (De Roever, Nijhuis, 1964) глаукофановые породы были найдены в двух комплексах: а) в покрове Альпуджарриде, сложенном главным образом триасовыми осадками, претерпевшими низкотемпературный метаморфизм альпийского возраста (серия Сьера де Альмагро); глаукофан и пумпеллиит обнаружены в метадиабазах среди слабометаморфизованных пород триаса;

б) в тектоническом блоке в так называемых кристаллических сланцах Сьерра-Невада альпийский метаморфизм достигает среднетемпературной стадии. В этих метаморфических породах, относящихся

к дистен-силлиманитовому типу, местами присутствуют глаукофан и богатый натрием пироксен.

Глаукофан и натровый пироксен в ассоциации с сингенетичным гранатом, эпидотом и хлоритоидом образовались в самую раннюю стадию метаморфизма, так как они присутствуют только в виде реликтовых включений в кристаллах граната или сине-зеленой роговой обманки. Глаукофан, кроме того, нередко сечется жилками сине-зеленого амфибола. Ряд фактов (раздробление глаукофана, спиралевидные структуры в гранатах и т. п.) свидетельствует об интенсивных кинематических движениях в первую стадию, тогда как большие недеформированные кристаллы альбита, хлорита, слюды указывают на спокойную кристаллизацию во вторую стадию.

2. *Калабрийский пояс* (см. рис. 33) прослеживается в южной части Италии, он протягивается параллельно андалузит-дистен-силлиманитовому зональному комплексу (Dubois, Truillet, 1970). Здесь в метадиабазах и спилитах, залегающих среди филлитов и относимых ранее к триасу, описаны глаукофан и лавсонит (Quitzow, 1935). Возраст глаукофановых пород — палеозойский (Dubois, 1967).

Наиболее изученный участок пояса в районе г. Кастровиллари (Hoffman, 1970) протягивается на 75 *км* в меридиональном направлении и подразделяются на две части. В северной части присутствуют глаукофановые породы с ассоциацией: Гл+Лавс+Пумп+реликтовый авг± ±Хлм±Аб±арагонит, Муск, Хл. Последние три минерала редки. Глаукофан содержит ~11% Al_2O_3, до 24% Са-компонента, $f=40$—60%; в хлоромеланите 44% жадеит-эгирина. Хорошо сохраняются реликтовые структуры диабазов с псевдоморфозами (Гл+Сф±Пум) по авгиту и (пум+лав+аб) плагиоклазу. В свою очередь наблюдаются замещения лавсонита и глаукофана альбитом, хлоритом и пумпеллиитом. Пумпеллиит-хлоритовые породы (Мп+Пум+Хл+Сф, в породе 16—25% MgO) интерпретируются как реакционные каймы между глаукофановыми метабазитами и вмещающими филлитами и кварцитами.

В южной части района, вблизи кристаллических пород массива Сила присутствуют только породы с лавсонитом, лишь иногда содержащие кроссит (Лавс+Эп+Аб+Хл+Сф±реликтовый авг±Муск, редко кроссит). Такие же породы (с реликтовым Гл и Пум) найдены и в северной части района; они рассматриваются как результат второго этапа динамометаморфизма. Все метабазиты с разными ассоциациями имеют сходный состав, соответствующий щелочным оливиновым базальтам (см. табл. 8).

3. *Корсиканский пояс* (см. рис. 33, 34). К нему отнесены глаукофановые сланцы северо-западной части о. Корсика и островов, лежащих к северу (острова Горгона, Камрал) и востоку от него (о. Монтекристо и др.; см. Van der Plas, 1959). В полосе «блестящих сланцев» в восточной части о. Корсика выделены четыре зоны, соответствующие увеличению степени метаморфизма, от Веццани на юге до мыса Корсе на севере (Brouwer, Egeler, 1952): 1) пумпеллиитовая; 2) глаукофан-лавсонит-(пумпеллиитовая); 3) гранат-лавсонит-глаукофановая; 4) эпидот-глаукофановая. Беллини (Bellini, 1969) среди комплекса «блестящих сланцев» выделяет две группы пород — альпийскую и аппенинскую. Породы первой аналогичны породам Пеннинского пояса и представлены «празинитами», глаукофановыми сланцами, альбитовыми «гнейсами», сланцеватыми габброидами и серпентинитами в ассоциации с мраморами, карбонат-слюдяными сланцами и филлитами. В аппенинской группе офиолиты сложены глаукофанизированными диабазами и габбро, серпентинитами, которые ассоциируют с «аргиллит-серицитовыми» сланцами, содержащими прослои известняков и яшм. Аппенинский комплекс примерно соответствует первым двум зонам Брувера и Эгелера.

Примером аппенинского комплекса являются офиолиты массива Инцекка в районе Веццани (Peterlongo, 1968). Здесь габбро, серпентиниты, подушечные лавы с прослоями кремнистых сланцев метаморфизованы большей частью в кварц-альбит-пумпеллиитовой субфации. Базиты слабо изменены, хорошо сохраняется офитовая структура, обнаруживается только начальная стадия метаморфизма, преимущественно в виде пумпеллиитизации плагиоклазовых лейст, с образованием ассоциации (Пум+Хл+Аб+Сл+Кв+Ка+Сф). Локально появляются участки и зоны альбит-лавсонитовой и глаукофан-лавсонитовой субфаций, которые севернее сливаются в глаукофан-лавсонит-пумпеллиитовую зону. В дифференцированных, богатых Na и Fe породах, глаукофан наиболее обилен, встречается хлоромеланит с альбитом.

В полосе «блестящих сланцев» характерны жадеитовые пироксены в следующих породах: 1) офиолиты (метаспилиты) с глаукофаном содержат хлоромеланит или жадеит-эгирин (Netelbeek, 1951; Brouwer, Egeler, 1952; Peterlongo, 1968); 2) кварциты, образовавшиеся по радиоляритам, содержат жадеит — эгирин с кросситом и кварцем (Netelbeek, 1951); 3) метаморфизованные риолиты и аркозы в основании толщи «блестящих сланцев» содержат (Autran, 1964) жадеит в породах с микроклином, альбитом, фенгитом. Пироксен состоит из 90% жадеита, 7% Са-чермакита, 3% акмита. В нем наблюдаются включения микроклина и альбита. А. Отрэ считает, что жадеит образовался за счет пертитовых вростков в микроклине по реакции альбит→жадеит+кварц.

На о. Горгона описаны метагаббро с лавсонитом и глаукофаном, переходящие в празиниты (глаукофановые сланцы). В массивных породах, сохранивших структуру габбро, лавсонита очень мало, в рассланцованных он очень обилен, но в типичных празинитах (хлорит-альбит-глаукофановых породах±эпидот) он отсутствует (см. Van der Plas, 1959).

4. *Пеннинский пояс в Альпах* (рис. 34) является непосредственным продолжением Корсиканского, хотя и отделен от него зоной развития дистен-силлиманитового типа метаморфизма в районе массива Калиццано и др. Пеннинский пояс также прерывается дистен-силлиманитовым комплексом к северу от оз. Лаго-Маджоре и далее на востоке, в Австрии прослеживается лишь в виде отдельных находок глаукофана в горах Высокой Тауэрн.

Бóльшая часть проявлений глаукофана и лавсонита в этом поясе (см. рис. 34) развита в породах Пеннинского покрова (или зоны?). Большинство авторов, занимавшихся изучением тектоники и метаморфизма Альп (Bearth, 1958, 1962; Van der Plas, 1959; Chatterjel, 1962, 1964; Nicolas, 1966 и др.) пришли к выводу, что низкотемпературные метаморфиты, включая глаукофановые сланцы Пеннинского пояса, соответствуют раннему этапу метаморфизма, примерно совпадающему с ранней фазой складчатости; за ним следует «плутонический» метаморфизм дистен-силлиманитового, или промежуточного, типа, приводящий к образованию высокотемпературных метаморфитов и гранитизации. Хотя полиметаморфизм в Альпах определенно установлен, многие вопросы (в частности, соотношение зональности глаукофанового и дистен-силлиманитового типов, наличие палеозойских глаукофановых сланцев) не могут быть пока решены однозначно и остаются дискуссионными.

Наиболее широко лавсонит-глаукофановые и глаукофановые сланцы распространены в Западных (Франко-Итальянских) Альпах (см. рис. 34). В пределах глаукофан-сланцевого пояса здесь выявлена региональная метаморфическая зональность. Так, Беарт (Bearth, 1962; Bearth, 1966) главным образом по ассоциациям в метабазитах выделяет следующие зоны с возрастанием степени метаморфизма с запада на восток: 1) стильпномелановую (без глаукофана); 2) лавсонит-пумпеллиит-глаукофановую; 3) гранат-хлоритоид-глаукофановую. Во всех

зонах распространена ассоциациями Аб+Эп+Хл±Акт, но в зоне 2 встречаются, кроме того, ассоциации с лавсонитом, пумпеллиитом и стильпномеланом, а в зоне 3 появляются хлоритоид, гранат, коричневый биотит.

Лавсонит-пумпеллиит-глаукофановая зона охватывает большую (западную) часть пеннинских офиолитов, покров Бернхард (массив Д'Амбин, антиклиналь Аччельо и др.) и западную часть

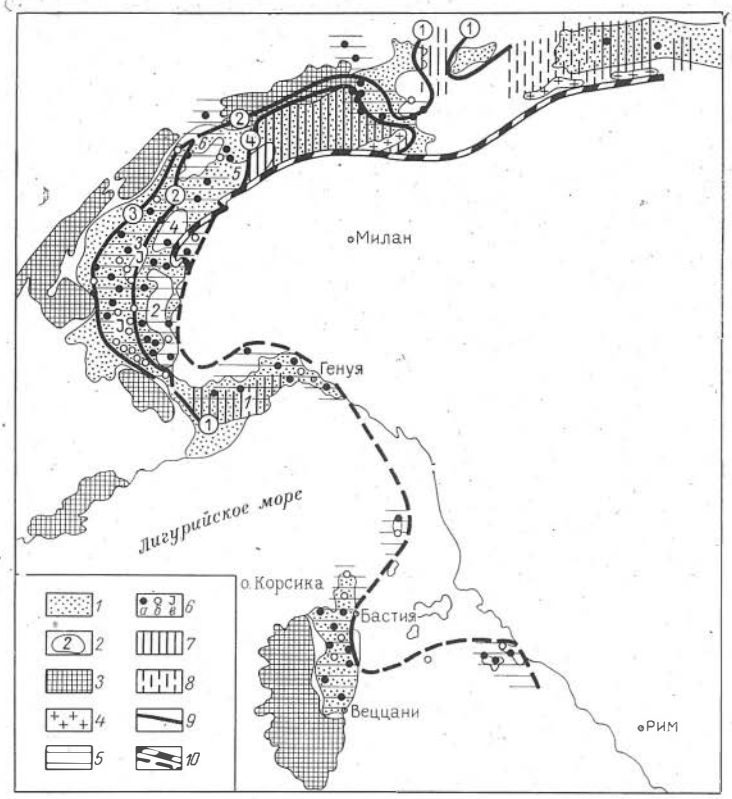


Рис. 34. Схема распространения глаукофановых сланцев Корсиканского и Пеннинского поясов. Составил Н. Л. Добрецов по литературным данным

1 — «блестящие сланцы» и офиолиты Пеннинского покрова и его аналогов, *2* — домезозойские массивы в Пеннинской зоне (*1* — Калнццано и др.; *2* — Дора-Майра; *3* — Д'Амбин; *4* — Гранд-Парадиз; *5* — Монте-Роза; *6* — районы Баньес и Сев. Адула); *3* — автохтонные массивы форланда; *4* — мезозойские граниты; *5* — зоны глаукофан-сланцевого метаморфизма; *6* — места находок глаукофана (*а*), лавсонита (*б*), жадеита (*в*); участки проявления типов метаморфизма: *7* — дистен-силлиманитового, *8* — андалузит-дистен-силлиманитового: *9* — изограды (цифры в кружках): 1 — Стильп и Хрд, 2 — Гр, 3 — Лав и Стильп, 4 — Дис и олигоклаза; *10* — крупные разломы; границы метаморфических поясов и их предполагаемое продолжение

зоны Брианссн. В глаукофановый метаморфизм вовлечены как мезозойские офиолиты, так и палеозойские (пермо-карбоновые и др.) породы. Лавсонит, а позже пумпеллиит из этой зоны описаны во многих местах (Bearth, 1962, 1966; Chatterjee, 1971), преимущественно же в палеозойских метабазитах и метагаббро. Кроме того, в районе Вануазе встречены псевдоморфозы по лавсониту и глаукофану в карбонатных породах мезозойского возраста (Ellenberger, 1961). В массиве Д'Амбин и антиклинали Аччельо с глаукофановыми сланцами ассоциируют кварц-жадеитсодержащие метаграувакки. В лавсонит-пумпеллиит-(глаукофановой) зоне часто хорошо сохраняются первичные магматические структуры и текстуры базитов (пиллоу, туфов, диабазов, габбро; Bearth,

1959; Gay, 1966 и др.). Эта зона относится к субфации C_4в, частично — C_4д.

Гранат-хлоритоид-глаукофановой зоне принадлежит восточная часть Пеннинского офиолитового пояса с внутренними гранито-гнейсовыми массивами (Дора-Майра, Гранд-Парадиз, Монте-Роза и др.) и примыкающие к фронтальному Пеннинскому надвигу зона Сезиа, покров Дент-Бланш. В этой зоне в метабазитах не встречаются лавсонит, пумпеллиит, но широко распространен гранат в самых различных породах. Особенно характерны здесь эклогиты, а также гранат-глаукофановые породы или гранатовые амфиболиты (Bearth, 1959, 1965; Nicolas, Gagny, 1964; Bianchi, Piaz, 1963; Callegari, Viterbo, 1966 и др.). Обычно они присутствуют в виде массивных глыб, тел и блоков среди сланцев. В сланцах этой зоны известны также глаукофан, омфацит, хлоритоид и редко дистен. Хлоритоид в метапелитах распространен шире, хлоритоидная изограда здесь смещается в сторону более низких температур. Эта зона является более высокотемпературной и относится к нашей глаукофан-эпидот-хлоритоидной субфации $C_4б_2$, частично $C_3б$.

Соответствие простирания пород и границ зон 1, 2, 3-й в Западных Альпах свидетельствуют, по мнению Беарта (Bearth, 1962), о близком совпадении во времени основных тектонических движений и глаукофанового метаморфизма. Описанная зональность соответствует новокаледонскому типу (см. рис. 19), но наблюдаются также переходы к зональности сахалинского и калифорнийского (с жадеитом) типов.

Примеры этой зональности и отдельных зон подробно описаны к западу от массива Дора-Майра, в том числе жадеитсодержащие породы — в массиве Д'Амбин и антиклинали Аччельо, а также между массивами Дора-Майра и Гранд-Парадиз в долине Баньес (см. рис. 34).

К западу и северу от массива Дора-Майра (Chatterjee, 1971) в лавсонит-глаукофановой зоне в парапородах (блестящих сланцах) отмечены глаукофан, лавсонит, стильпномелан, фенгит, парагонит, хлорит и хлоритоид. С переходом к более высокотемпературной гранат-хлоритоидной зоне лавсонит исчезает, ассоциация Гл+Ка становится нестабильной и между ними появляется кайма актинолита, в метапесчаниках образуется биотит и Mn-Ca-Fe гранат, в доломитовых породах — парагенезис Тр+Дол+Кв. В этой зоне широко развит хлоритоид, образующий парагенезисы с Са-минералами (Ка, Клц), но никогда не встречающийся с альбитом и биотитом. Фенгит, феррифенгит, парагонит формируют парагенезисы со всеми минералами, кроме доломита. В метабазитах присутствуют пумпеллиит, зональные эпидот и амфибол (в центре — актинолит, на краях сине-зеленая роговая обманка), иногда отмечается Na-амфибол. Из проанализированных минералов парапород фенгиты содержат (в формуле) 3,3—3,4 Si; 0,2—0,4 Mg и 0,2—0,4 Fe (0,4 Mg в ассоциации с Дол или Анк; 0,4 Fe в асс. фенгит+Аб+Кпш+Кв); гранаты обычно содержат 67—73% альм, 16—18% спес., 8% гросс. Два глаукофана (из асс. Гл+Ка+фенгит+Хл+Кв±Анк) содержат около 0,5 Al^{IV} и 14—18% Са-компонентов. Возраст последней фазы метаморфизма, по мнению Чаттерджи, миоценовый.

В лавсонит-глаукофановой зоне этого района в массиве Д'Амбин (см. рис. 34) и антиклинальной зоне Аччельо описаны парагенезисы жадеита и кварцем, приуроченные к выходам палеозойских пород.

В массиве Д'Амбин (Lorenzoni, 1968) обнажается метаграувакково-сланцевая метаморфическая толща предположительно каменноугольного (или более древнего) возраста мощностью более 1 *км*, перекрываемая метаморфизованными породами триаса и юры. Среди каменноугольных сланцев присутствуют метаграувакки с жадеитом, кварцем и «гастальдитом» (глаукофаном с повышенным содержанием Al^{IV}), слюдяные сланцы с альбитом, глаукофаном, гранатом (парагенезисы

Акт+Гл+Гр+Хл+Би+Муск; Гл+Пум+Аб и др.). По мнению С. Лоренцони, жадеит образовался по реакции Аб→Жад+Кв за счет эбломочного альбита, а гастальдит — при реакционном взаимодействии плагиоклаза, слюды и хлорита. В свою очередь наблюдаются явления диафтореза — замещение жадеита альбитом, глаукофана — хлоритом, альбитом, пумпеллиитом. Вероятно, «первичный» метаморфизм достигал субфации C_4д. В тектоническом отношении для массива характерны надвиги палеозойских сланцев на круто дислоцированные мезозойские породы.

В антиклинальной зоне Аччельо среди пермо-карбоновых метаморфизованных пород наряду с лавсонит-глаукофановыми ассоциациями найдены породы с жадеитом (Lefevre, Michard, 1965). Они представляют собой метаморфизованные риолитовые породы, в которых жадеит образует псевдоморфозы по фенокристаллам полевого шпата, вероятно, альбита.

Слабометаморфизованные породы того же состава обнажаются уже на расстоянии 8 *км* от участков развития жадеита.

Породы с жадеитом известны на двух участках. В первом, на водоразделе рек Майра и Вараита, жадеит найден в мусковитовых сланцах, состоящих из кварца, полевого шпата (в виде «глазков»), альбита, жадеита и мусковита. Жадеит встречается в виде изолированных кристаллов или каймы вокруг порфиробластов полевого шпата, рассечен жилками альбита, содержит также включения мусковита. Тесная ассоциация мусковитовых сланцев и порфироидов и сходство их химических анализов доказывает их генетическое родство. Породы претерпели полиметаморфизм, в частности в этой же толще в долине р. Майра установлено широкое развитие дистена, т. е. переходы в субфацию C_3б.

Второй участок пород с жадеитом, в долине р. Вараита, представлен полосчатыми слюдяными сланцами и «гнейсами» с многочисленными «нодулями» до 10 *см* в диаметре, сложенными в основном жадеитом. «Нодули» обычно погружены в слюдистую массу и представляют собой псевдоморфозы по кристаллам полевого шпата, в разной степени деформированные. Иногда полевой шпат представлен микроклином с ксеноморфными включениями альбита и кварца и редкими кристаллами жадеита, которые находятся в окружении кварца с альбитом. В остальной породы аналогичны пермским альбито-хлоритовым сланцам региона. В них наряду с преобладающими кварцем, альбитом и мусковитом обычен хлорит, иногда с полосками коричневого биотита. Встречаются стильпномелан, апатит, пигментирующие окислы и гидроокислы Fe. В некоторых породах жадеитсодержащей серии отмечены призмы глаукофана, замещаемые на периферии хлоритом вместе с альбитом, кварцем, жадеитом и лавсонит в празинитах (основных породах), замещенный частично кальцитом, эпидотом, лейкоксеном, вместе с глаукофановым амфиболом и альбитом.

Оптические свойства жадеита на обоих участках и анализ (гора Св. Анны) близки к чистому жадеиту (6% диопсида и 4% эгирина). Жадеит обычно содержит мельчайшие включения (порядка 5μ) кварца и альбита. Обычны включения мусковита, иногда явные жилки кварца и альбита, редко карбоната.

По трещинам развивается недиагностируемое помутнение вместе с включениями рудного минерала, а также агрегатами парагонита (?), судя по рентгенограммам. Некоторые жилки зональны: в центре альбит, по периферии — парагонит (?). Мощность перекрывающих отложений в антиклинали Аччельо оценивается в 5 *км* (что соответствует давлению нагрузки около 1,5 *кбар*). Это значительно меньше, чем минимальное требуемое давление 10 *кбар* (35 км) при вероятной температуре не менее 300° С.

А. Николас (Nicolas, 1966) детально описал петрографию и петрохимию «офиолитов» с глаукофаном из гранат-глаукофановой зоны между массивами Гранд-Парадиз и Дора-Майра (см. рис. 34). В обрамлении и краевой части этих массивов обнажаются карбонатные породы триаса и кристаллические дотриасовые породы. Кристаллические породы сходны с вышеописанными пермско-каменноугольными породами массива Д'Амбин и антиклинали Аччельо, но не содержат жадеита и глаукофана.

Среди офиолитовой серии «блестящих сланцев» предположительно юрского возраста выделены прослои и линзы празинитов (первичные базальты, спилиты и долериты), а также метаосадочные сланцы, известковые сланцы, кварциты и филлиты, часто с графитом и хлоритоидом, и наконец, интрузивные породы (серпентиниты, полевошпатовые перидотиты, метаморфизованные габбро). Среди празинитов установлены глаукофановые и «глаукофан-эклогитовые» сланцы. Наиболее обычные празиниты содержат ассоциацию Аб+Акт+Клц+Хл (преобладают)+Сф++Ка+Кв+рудный+Гр (следы — 1%). Из этой ассоциации проанализированы альбит (2% Ан и 1,4% Ог), актинолит (Na_2O 1,4%, f=30,8%), хлорит (Al в формуле 1,58; f=41,5%), клиноцоизит (Fe^{3+} : Al+Fe== =13,4%). Актинолит иногда содержит реликты глаукофана. В другом типе пород — глаукофановом празините (часто с фенгитом, эпидотом) — сосуществуют глаукофан — кроссит (Na_2O 6,53; f=47,6%), «эденит» или, по нашей классификации, винчит (в формуле Al_{IV} 0,11; Al_{VI} 0,71; Ca 1,05; Na+K 1,0; f=30,2%). Фенгит в такой породе содержит (в формульных единицах) Si — 3,40; Fe — 0,26; Mg — 0,38. Винчит, как правило, обрастает глаукофан. Нередко наблюдается сложная зональность: в центре глаукофан, затем кайма кроссита, который обрастает сине-зеленым винчитом. Аналогичные соотношения устанавливаются в эклогитовом глаукофановом сланце (Гл+винчит+Гр+Омф+Рут+Сф+вторичные), подробно описанном в специальной статье (Nicolas, Gagny, 1964).

Таким образом, для большинства празинитов характерно наличие сосуществующих глаукофана — кроссита и винчита — актинолита с меняющимися свойствами.

Глаукофан, а также зеленый биотит нередко приурочены к контактовой зоне празинитов. Например, на контакте с известковым сланцем (фенгит+Ка+Хл+Хлд+Кв+Турм) выделены две зоны: а) первая представлена фенгитовыми сланцами (фенгит+зеленый Би+Эп+винчит±Аб, Ка; реликты глаукофан-кроссита, замещаемыми биотитом, альбитом, хлоритом); б) вторая — глаукофановыми празинитами, (Аб+Гл-кроссит+винчит+Хл+Эп+фенгит+Ка). Празинит почти не содержит глаукофана (Аб+акт. Рог+Хл+Эп+Ка) и лишь в богатых кальцитом прослоях в крупных призмах зеленого амфибола в центре сохраняется глаукофан. Зеленый амфибол несколько обогащен глаукофаном по сравнению с обычным актинолитом.

Среди гипербазитов и метагаббро выделяются две группы. В первой, обнаженной в районе Стура, где развиты и глаукофановые празиниты, серпентиниты ассоциируют с эклогитизированными габбро, метагабброидными клиноцоизит-тремолит-омфацитовыми и жадеитовыми породами. Жадеитовые, жадеит-альбитовые породы вместе с соссюритовыми образуют линзы длиной до 100 *м* вблизи контакта серпентинитов и лерцолитов. Во второй группе пород (низких давлений) присутствуют полевошпатовые перидотиты, пироксениты, замещаемые хлоритовыми сланцами, метагаббро, серпентиниты с гроссуляровыми, везувиановыми и другими родингитами.

В долине Баньес (приток Роны, Швейцария; см. рис. 34) глаукофановые сланцы описаны одними из первых в Альпах и изучались многими исследователями (Grubenman, 1906; Gansser, 1937; Diehl, 1938; Schürmann, 1953 и др.). Долина Баньес пересекает пеннинские

покровы, которые включают как мезозойские, так и палеозойские породы. И те, и другие метаморфизованы и содержат глаукофановые сланцы, хотя они более характерны в молодых породах.

В верхнепалеозойских сланцах северной части долины Баньес обнажаются (сверху вниз) серицитовые сланцы, кварциты, хлоритовые и глаукофановые сланцы с залежами серпентинитов, еще ниже — пистацит-глаукофановые и эпидот-хлоритовые сланцы. В южной — преобладают филлиты, содержащие Грф+Mg-Хрд+Гр и (или) Гл. Среди метабазитов присутствуют гранат-серицит-цоизит-глаукофановые породы, во многих породах отмечены реликты бурой роговой обманки, которая, возможно, образовалась при палеозойском метаморфизме. Среди этих метабазитов преобладают ортопороды габброидного типа.

В глаукофановых сланцах, по исследованиям Войно и Грубенманна (Grubenman, Niggli, 1924), выделяются три главных группы пород: 1) собственно празиниты; 2) собственно глаукофановые породы; 3) глаукофан-серицитовые породы (глаукофансодержащие филлиты). В празинитах преобладают альбит и эпидот, которые сопровождаются хлоритом, глаукофаном, местами кварцем, по их соотношениям выделяются хлоритовые празиниты и празинитовые «гнейсы». Имеются переходы ко второй группе, в которой главную роль играет глаукофан. Здесь выделяются глаукофановые празиниты, эпидот-глаукофановые, карбонат-эпидот-глаукофановые, глаукофановые, гранат-глаукофановые, гранат-глаукофан-альбитовые, мусковит-глаукофановые, эпидот-кросситовые породы.

В третьей группе пород основными минералами являются белая слюда и кварц (филлитовидные породы). Среди них выделяются глаукофан-слюдистые породы, мусковит-альбитовые и хлорит-мусковит-альбитовые «гнейсы», хлоритоид-гранатсодержащие филлиты. Кроме того, имеются амфиболиты с цоизитом, хлоритом, гранатом, хлоритовые и эпидот-хлоритовые сланцы. Нередко все эти типы пород присутствуют в одном обнажении. Важная особенность пород долины Баньес — широкое распространение глаукофана; встречается также рибекит.

Многие авторы (Diehl, 1938) описали многочисленные случаи сосуществования глаукофана и амфибола, близкого к актинолиту или промежуточного состава (типа винчита).

В большинстве случаев глаукофан присутствует в ядре и обрастает Са-амфиболом. Все эти данные согласуются с выводом, что породы в долине Баньес относятся к высокотемпературным субфациям $С_4б_2$ и частично к субфации $С_3б$.

Для всех более ранних работ, описывающих глаукофановые сланцы Альп вообще и долины Баньес в частности, характерно, что метаморфизм в них считался изохимическим, а существенный привнос Na_2O отрицался (в отличие, например, от ранних работ по Калифорнии). Г. Войно, У. Грубенманн, П. Ниггли и другие исследователи считали, что глаукофановые сланцы долины Баньес образовались из тералит-габброидных изверженных пород, туфов и нормальноосадочных пород. Они допускают перегруппировку вещества при метаморфизме на небольших расстояниях, однако широкий привнос Na_2O отрицают, т. е. считают, что локальное обогащение глаукофаном зависит от специфического химизма исходного материала. П. Ниггли (Niggli, 1948) и другие авторы предполагают, что некоторые эклогиты Альп могли быть первичномагматическими, а гранат-глаукофановые породы образовались при их метаморфизме.

Случаи явного привноса, описанные, например, Е. Дилем (Diehl, 1938), относятся к контактовым явлениям около и внутри тела серпентинитов в древних гнейсах. В частности, в серпентинитах встречаются зональные (симметричные) включения: 1) серпентинит → слюдистая порода → «глаукофановый гнейс» (Аб+Кв+Гл) → «арола-гнейс»;

2) серпентин → глаукофановый «гнейс» → кварцевая порода (±Аб). Глаукофановый гнейс, судя по анализу, обогащен Na_2O и обеднен K_2O по сравнению с «аролла-гнейсом». Этот случай, несомненно, относится к биметасоматическим явлениям, хорошо известным в Калифорнии, Японии и других районах, но не имеет отношения к региональному глаукофановому метаморфизму.

Мезозойские офиолиты и явления взаимообмена (биметасоматоза) на контакте их со сланцами с перемещением Na_2O описаны А. Ганссером (Gansser, 1937). По его мнению, мезозойские офиолиты, в отличие от палеозойских пород, обычно богаче глаукофаном. В линзах этих пород в зависимости от колебаний содержания Na и Ca наблюдается большое разнообразие состава, в соответствии с которым можно выделить следующие породы: а) богатые глаукофаном с эгирин-авгитом; б) богатые глаукофаном и эпидотом; в) известково-силикатные (без глаукофана).

Преувеличивая случаи с явным привносом Na (которые, как показывает анализ, в большинстве случаев являются местным биметасоматозом), А. Ганссер, Г. Шюрманн (Schürmann, 1958) и др. пришли к выводу, что при образовании глаукофановых сланцев происходит постоянный натровый метасоматоз.

4а. Северо-восточное продолжение Пеннинского пояса (см. рис. 34) в Швейцарии прерывается областью развития дистен-силлиманитового типа метаморфизма и далее в Австрийских Альпах проявления глаукофанового метаморфизма перемежаются с дистен-силлиманитовым метаморфизмом, а глаукофан постепенно исчезает. Вся эта область (от района Сев. Адула до хр. Высокий Тауэрн) имеет целый ряд отличий от Западных Альп (собственно Пеннинского пояса). Возможно, в дальнейшем целесообразно будет выделить здесь отдельный пояс сложного сочетания глаукофанового и (эклогит)-дистен-сланцевого метаморфизма. Продолжением этого пояса можно считать также глаукофановые сланцы альпийского возраста в Словацких Карпатах (Reichwalter, 1970).

Отметим некоторые особенности распространения минералов в породах Швейцарских и Австрийских Альп (Staub, 1921; Van der Plas, 1959; Niggli, 1960, 1965). Во внешней зоне, в которой отсутствует стильпномелан, Na-амфибол встречается вместе с шамозитовым хлоритом, серицитом, альбитом, карбонатом, кварцем, иногда зеленым биотитом (?). Эта зона, вероятно, соответствует субфации B_4а, частично B_4б. Площади распространения Na-амфибола и хлоритоида близки, за исключением Центрального массива, где хлоритоид характерен, а Na-амфибол отсутствует. Это может быть обусловлено иным составом пород Центрального массива или иным типом метаморфизма. Локально глаукофан появляется также в зоне дистена, в основном в диафторитах по эклогитам. Здесь же присутствуют хлоромеланит и омфацит. Во всех случаях преобладают слюдистые и хлорит-серицит-альбитовые сланцы, в которых глаукофан, как правило, отсутствует. Глаукофан появляется обычно в основных сланцах и амфиболитах, образующих линзы и прослои среди слюдистых сланцев, в составе палеозойских комплексов, претерпевших полиметаморфизм. Лавсонит и пумпеллиит, в отличие от Западных Альп, здесь очень редки, а ранняя фаза метаморфизма соответствует субфациям C_4б и C_3б.

Примером переходного случая от глаукофан-сланцевого к дистен-силлиманитовому типу метаморфизма является *район Северного Адула* (см. рис. 34, 7), детально изученный Ван дер Пласом (Van der Plas, 1959). В этом районе преобладают домезозойские породы, представленные фенгитовыми гнейсами и альбит-слюдяными сланцами с телами амфиболитов и других метабазитов и мезозойскими, в разной степени метаморфизованными породами. В гнейсах и сланцах характерны следующие ассоциации:

1) Аб+Кв+Кпш+фенгит+зеленый Би(±Кор)+Гр+Эп±Ка, рудный;
2) Кв+Сл+Хл+Гр+Хрд;
3) Аб+Кв+Би+Гр+сине-зеленый Амф+Муск+Хл+Эп.

Все находки глаукофана и Na-пироксена (Хлм, Омф) относятся к телам метабазитов или их контактам с вмещающими сланцами. Эти породы приурочены к контакту слюдяных сланцев и фенгитовых гнейсов и по крайней мере частично являются диафторитами по эклогитам. Об этом свидетельствуют ассоциации: Мп(40% Жд, 10% Эг)+сине-зеленая Рог+Гр (Альм 57, Са-компонента 29)+Ру±Муск+Кв, Мп+Гр+Рог± ±Гл(кайма)+Эп(+Хл+Аб+Кв+Муск+Рт+Сф) и др. В сланцах наблюдается хлоритизация граната, замещение хлоритоида мусковитом, наличие нескольких генераций амфибола, реликты биотита в мусковите. На этом основании Ван дер Плас предполагает несколько этапов метаморфизма. Мезозойские породы (триас?) также метаморфизованы в различной степени, среди них отмечаются сине-зеленая роговая обманка, гранат, хлоритоид, дистен, глаукофан редок (во всяком случае менее характерен, чем в домезозойских породах), а омфацит отсутствует. Наоборот, в домезозойских породах не встречен дистен.

На этом основании можно предполагать, что более ранняя фаза, в которую образовались Na-пироксен и большая часть глаукофана, является домезозойской или во всяком случае более ранней, чем главная фаза метаморфизма, в которую образовались сине-зеленая роговая обманка, альбит, дистен, хлоритоид. В третью фазу (зеленосланцевого диафтореза) происходит замещение этих минералов фенгитом, хлоритом, актинолитом и т. п. Однако все наблюдаемые соотношения в принципе можно объяснить единым процессом с непрерывным изменением T и P во времени и влиянием различного состава пород.

5. *Офиолитовый пояс (зона) Мирдита* протягивается в южной части Югославии, в Албании и Греции (см. рис. 33, 5 и рис. 35). Он сложен гипербазитами и триасовыми (?) кремнисто-вулканогенными образованиями, местами заметно метаморфизованными. Среди них в Северной Албании, по устному сообщению Г. Л. Добрецова, встречены сланцы с голубым Na-амфиболом. Не исключено, что и в других участках пояса Мирдита присутствуют глаукофановые сланцы, хотя описание их нам неизвестно. Это тем более вероятно, что на продолжении зоны Мирдита располагается Эгейский пояс (см. рис. 33, 9 и рис. 35) с многочисленными выходами глаукофановых сланцев.

6. *Балканский пояс* (см. рис. 33, 6 и рис. 35) протягивается в центральной части Балкан в Югославии и Греции между Родопским и Пелагонским срединными массивами. Он сложен офиолитами, однако глаукофановые сланцы здесь встречаются часто вне связи с офиолитами. Возраст их, по-видимому, палеозойский, как и в Северо-Анатолийском поясе Турции (на рис. 33, 7 и 35), находящемся на продолжении Балканского пояса.

В южной части Югославии[1] глаукофановые сланцы известны в районе Скопле (см. рис. 35), к западу и югу от него (Petkovič, 1903; Gripp, 1921; Nikitin, Kleman, 1938; Marič, 1949). Все описанные ассоциации не содержат лавсонита и относятся к субфациям $C_4б$ или $C_3б$. Так, около местечка Водно описана (Nikitin, Kleman, 1938) ассоциация кроссит (Al_2O_3 — 8,7; Fe_2O_3 — 9,5; CaO — 1,3; Na_2O — 7,0) +Ка+Хл+ +Эп+Аб. Кросситовые сланцы залегают среди слюдяных сланцев. Около Люботена (Petcovič, 1903) встречена ассоциация Кв+Муск+ +Хл+Гл+Кпш+Сф+Мт±Би. Хлорит замещает глаукофан и биотит.

[1] В подготовке материалов по глаукофановым сланцам Югославии большую помощь оказал проф. Карамата (Белград), который любезно прислал выписки из старых работ о глаукофановых сланцах, за что авторы выражают ему сердечную благодарность.

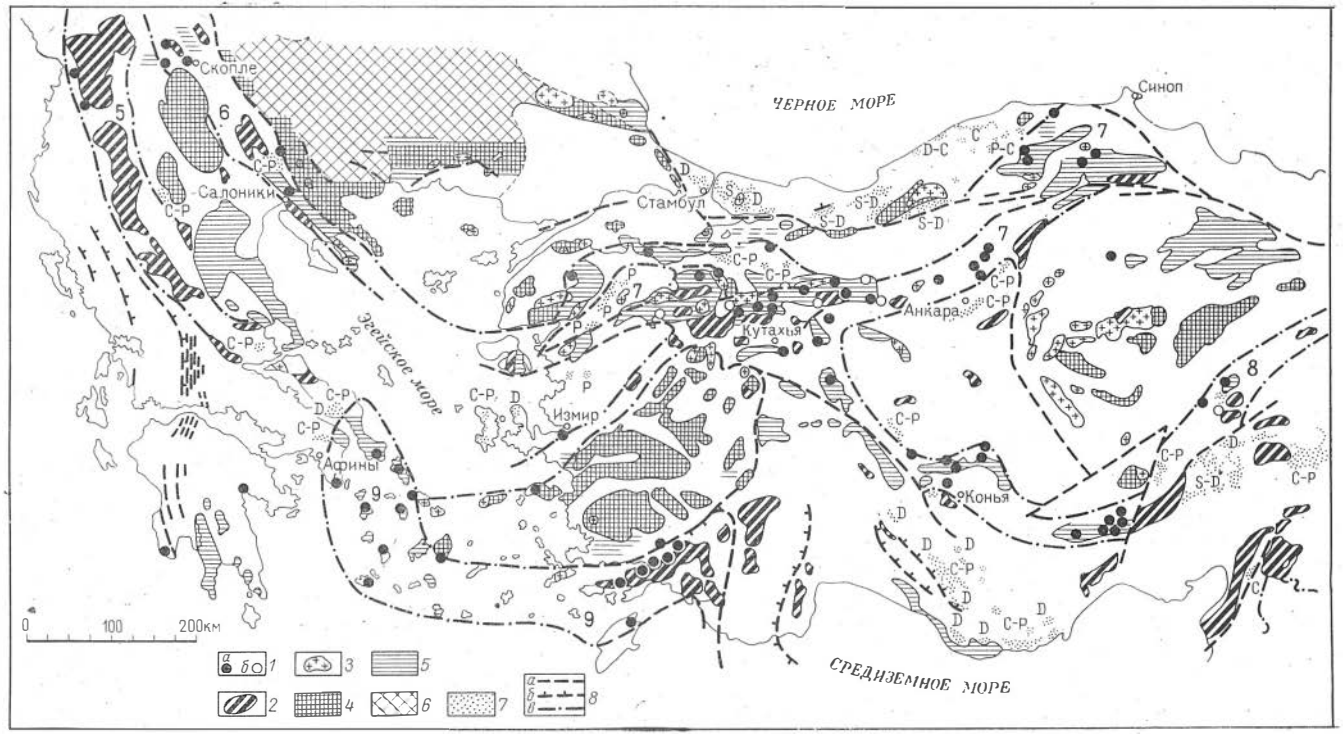


Рис. 35. Схема распространения глаукофановых сланцев в Динаридах и Малой Азии (Kaaden, 1966, 1969, с добавлениями Н. Л. Добрецова)

1 — глаукофановые (*а*) и лавсонитовые (*б*) породы; *2* — гипербазиты и ассоциирующие с ними габбро; *3* — допалеогеновые гранитоиды (в Турции преимущественно домезозойские). Метаморфические комплексы: *4* — средне-высокотемпературные, *5* — низкотемпературные; *6* — Родопский кристаллический массив (ранний докембрий); *7* — неметаморфизованные палеозойские толщи, соответствующего возраста; *8* — главные разломы (*а*), установленные надвиги (*б*), границы метаморфических зон и массивов (*в*). Цифры на схеме 5—9 — глаукофан-сланцевые пояса

Подробнее (Marič, 1949) метаморфические породы с глаукофаном описаны юго-западнее г. Прилепа (75—80 *км* к югу от Скопле). Здесь выделены две метаморфические серии — Бакарнела Гумна и Веслека. Первая состоит из графит-мусковитовых, мусковит-биотитовых, глаукофансодержащих филлитов и кварцитов с прослоями мраморов. Ассоциации с глаукофаном включают: кроссит+Кв+Мус±Аб; Гл+Гр+Эп++Мус. Эта серия прорвана гранитоидами и подверглась заметному диафторезу.

Серия Веслека содержит дистеновые сланцы, гнейсы и гранитогнейсы, в том числе глаукофан-микроклиновый гранит, который состоит из микроклина, кварца, глаукофана ($2V=-72$, $Ng-Np=0{,}017$), эпидота, сфена±плагиоклаз. Другие ассоциации соответствуют фации C_3 (Аб+Би+Гр+Дис±Муск, Кв и др.).

Породы с глаукофаном встречены также в районе Фрушка Гора в Хорватии, к северу от Белграда (Kišpatič, 1888). Здесь описаны эпидотовые глаукофаниты, часть из которых может представлять диафториты по эклогитам. В них установлены следующие ассоциации: Гл++Гр+Кв+Ру; Гл+Эп+пол. шпат (Аб?)+Кв±Хл+Ру; Гл+Эп+Мп (авгит?)+Ру.

В Греции в пределах этого пояса глаукофановые сланцы упоминаются к северу от Салоник и в районе Сира и Сифнос (Ktenas, 1907; Van der Plas, 1959).

7. *Северо-Анатолийский пояс.* К этому поясу отнесены глаукофановые сланцы Центральной и Северной Анатолии (Kaaden, 1966). Выходы глаукофановых и ассоциирующих с ними низкотемпературных сланцев совпадают здесь с офиолитовым (гипербазитовым) поясом, протягивающимся от Эгейского побережья (о. Лесбос) до провинции Кастамону (к югу от г. Синоп, см. рис. 35). Этот пояс можно подразделить на три части: а) провинция Кастамону; б) основной пояс; в) северо-западное ответвление.

В провинции Кастамону глаукофановые сланцы ассоциируют с эклогитами и относятся в основном к субфации $C_3б$ и частично $C_4б$. В горах Элекдаг в эклогитах (щелочно-базальтового состава) установлена ассоциация: Гр+Омф (в гранате)+кроссит+Эп+Хл±Кв, Аб, Сф; в глаукофановых сланцах (метабазитах платобазальтового состава) — ассоциация Гл+Эп+Хл+Аб+Кв+рудный (Розенбуш, 1934). В других пунктах провинции Кастамону отмечены следующие ассоциации: Гл+Эп+Рог+Хл; Гл+Хл+Эп+Ка; Гл+Гр+Эп+Аб; Гл+Аб++Эп+Муск+Ка. Возраст метаморфизма здесь, в отличие от остальных частей Северо-Анатолийского пояса, предполагается постпалеозойский, возможно, меловой (Kaaden, 1966). Основанием тому служит тесная ассоциация глаукофановых сланцев с серпентинитами, диабазами, спилитами и красными радиоляритами мелового возраста. Однако сложная тектоника не исключает здесь наличие меланжа и тектонического «перемешивания» разновозрастных пород.

Тектоника провинции Кастамону во многом аналогична таковой Севано-Акерского меланжа Армении, где известны тектонические блоки серпентинитов, габброидов, юрских и меловых пород, а также находки эпидот-глаукофановых пород (на побережье оз. Севан по устному сообщению С. Паланджан). Эта зона является вероятным продолжением зоны Кастамону далее к востоку.

Основной пояс (см. рис. 35) отделен от провинции Кастамону серией крупных разломов. Глаукофановые и лавсонит-глаукофановые сланцы здесь широко распространены и описаны во многих пунктах к северу и западу от г. Анкары, к северу и северо-западу от г. Кутахья (см. рис. 35). В районе Анкары характерны эпидот-глаукофан-кальцитовые сланцы (Гл+Эп+Ка+Хл+Кв; Гл+Хл+Ка+Аб+Кв+рудный, кроссит+Аб+Пум), гальки которых встречаются в юрских конгломера-

тах. В других районах пояса средне-верхнетриасовые конгломераты содержат гальку метаморфических сланцев и перекрывают палеозойские ($C_3 — P_1$?) граниты, которые прорывают глаукофансодержащие толщи и вызывают контактовый метаморфизм, уничтожающий глаукофановые сланцы. Существуют и другие данные, доказывающие палеозойский (нижнекаменноугольный или девонский) возраст глаукофанового метаморфизма.

Наиболее интересный комплекс пород с отчетливой метаморфической зональностью описан в районе Михаличик, в 100—125 *км* к западу от г. Анкары (Cogulu, 1966; Kaaden, 1966, 1969). Здесь в зоне I (альбит-лавсонитовой) в метабазитах устойчивы альбит, арагонит, лавсонит, пумпеллиит, эгирин-жадеит. В зоне II (лавсонит-глаукофановой) исчезает арагонит, альбит редок, появляется глаукофан в ассоциации с лавсонитом, широкий ряд Na-пироксенов — от жадеита до эгирина. В зоне III (эпидот-глаукофановой, или глаукофан-зеленосланцевой, по Кааден) исчезают лавсонит и несколько позже — пумпеллиит, появляется актинолит вместе с эпидотом, глаукофаном, альбитом. Из зоны I и II Кааден отмечает также лавсонитизированные габбро, ассоциацию Лав+Пум+ +кроссит, из зоны III — ассоциации Аб+Гл+Эп+Ка+Муск+Мт; Аб+Гл — Кр (зон.)+Кв+Ка+Сф. В метаосадочных породах зоны I и II обычны кварц, лавсонит, фенгит, хлорит, реже присутствуют альбит, арагонит, эпидот, пьемонтит, Мп-гранат, кроссит, жадеитовый пироксен; в зоне III обычны кварц, альбит, эпидот, кальцит, глаукофан, фенгит, реже хлорит, отсутствуют арагонит, лавсонит, пьемонтит, жадеитовый пироксен.

Этот район является пока единственным примером нахождения арагонита в палеозойской толще. В других районах к западу и северо-западу от Михаличика описаны (Kaaden, 1966) ассоциации с лавсонитом, аналогичные ассоциациям зон I и II (в том числе Гл±Акт+Лавс± ±Кв, Ка, фенгит, Сф; Лавс+Пум+Аб, Лавс+Хл+Аб+Кв+Муск+ +Сф), и ассоциации, аналогичные таковым зон III (здесь характерны двуамфиболовые сланцы — Гл+Акт+Аб+Эп±Хл+Сф, а также ассоциации Гл-кроссит (зон.)+Цо+Хл+Муск+Стильп+Аб+Кв и др.). Еще ранее (Schürmann, 1956) в районе Эскишехир (к северо-востоку от г. Кутахья) были описаны лавсонитовые, эпидотовые и гранатовые амфиболиты, глаукофан-эпидот-альбитовые амфиболиты и сланцы. В самой западной оконечности основного пояса, в районе Балыкесир, найдена ассоциация Гл+Лавс+Пум+Сф (Kaaden, 1966).

Таким образом, для всего протяжения основного пояса характерны разнотемпературные глаукофановые сланцы палеозойского возраста с широким развитием лавсонит-глаукофановых сланцев и переходами от субфации C_4a_1 к субфациям $C_4в$ и $C_4б$, г. Эта зональность аналогична зональности новокаледонского типа (см. рис. 19). Встречаются также породы с жадеитом и арагонитом.

Северо-западное ответвление Северо-Анатолийского пояса (к югу и юго-западу от г. Стамбула) отделено от основного пояса цепочкой гранитоидных интрузий и широким полем неметаморфизованных пермо-карбоновых отложений. В этом ответвлении лавсонит неизвестен и наблюдаются переходы от глаукофановых сланцев (в провинции Бурса) в зеленосланцевую толщу «барроуского» типа, содержащую хлоритоидные сланцы (Kaaden, 1966).

Пограничным районом является район Улукдага (к северо-западу от г. Кутахья; см. рис. 35), где глаукофановые сланцы развиты в обрамлении древнего гнейсового массива. Гнейсы и глаукофановые сланцы прорваны верхнепалеозойскими гранитами, на основании чего возраст глаукофанового метаморфизма и в этой области считается палеозойским (Kaaden, 1959). И к северу, и к югу от гнейсов и гранитов развита глаукофан-зеленосланцевая толща (парагенезисы Гл+Эп+Хл+Аб

и др.), но к югу отмечаются также гипербазиты, измененные оливиновые габбро и диабазы, глаукофанизированные эклогиты, метагаббро (с ассоциацией кроссит+Гр+Эп+Кв и псевдоморфозами Эп+Кв по плагиоклазу), а также сланцы с лавсонитом (Гл+Лавс+Хл+Кв) в узкой зоне между серпентинитами и палеозойскими известняками.

На всей площади ответвления офиолиты не характерны, а глаукофановые ассоциации отмечаются преимущественно в кварцитах и кварц-альбитовых сланцах (Гл+Стильп+Аб+Кв; Гл+Гр+Муск+Кв±Аб и др.). Эти породы и общая обстановка аналогичны глаукофановым сланцам Балканского пояса в районе Скопле.

8. *Южно-Анатолийский пояс* с юга окаймляет срединный кристаллический массив и в районе г. Кутахья смыкается с Северо-Анатолийским поясом. От Кутахьи намечается его продолжение в районе Измира по северному обрамлению кристаллического массива Мендерес (см. рис. 35). Как и в Северо-Анатолийском поясе, пермо-карбоновые отложения здесь слабо метаморфизованы, а к югу от пояса обнажаются неметаморфизованные девонские и силурийские породы. Возраст метаморфизма дискуссионный. В самых восточных выходах пояса (район Буньян) и на западе, в районах Конья и Кутахья (см. рис. 35) метаморфизм не выходит за пределы девонских пород и предполагается палеозойским, аналогичным Северо-Анатолийскому поясу. На других участках (Болкардаг и др.), где наблюдаются надвиги и тектонические клинья глаукофановых сланцев, они тектонически перемешаны с гипербазитами и более молодыми породами.

В этом поясе распространены преимущественно глаукофан-зеленосланцевые толщи субфации C_4a. Только в одном пункте самого восточного района пояса отмечается ассоциация Гл+Лавс+Пум, а также глаукофанизированные метаэффузивы и сланцы с ассоциациями кроссит+Аб+Пум+Хл, Гл+Акт+Аб+Хл. Для районов Болкардаг и Конья характерны глаукофановые кварциты (Кв+Гл±Аб+Сл; Кв+Гл++Мп-гр+Эп+Муск), а также двуамфиболовые сланцы (Гл+Акт++Аб±Эп, Кв, Муск; Гл+винчит+Эп+Аб+Хл), реже отмечаются глаукофан-пумпеллиитовые сланцы, глаукофанизированные метаэффузивы. В районе Кутахья глаукофансодержащая девонская толща несогласно перекрывается известняками карбона и содержит глаукофанизированные порфириты и сланцы с ассоциациями: Ка+Гл+Акт+Хл++Аб; Гл+Ка+фенгит+Кв; Гл+Эп+Аб и др.

Таким образом, для глаукофановых сланцев Южно-Анатолийского пояса характерно сохранение первичных структур, довольно равномерный метаморфизм и отсутствие в большинстве случаев пространственной связи с гипербазитами.

9. *Эгейский пояс.* Глаукофановые сланцы этого пояса развиты в южной части Турции в районе Мугла (Kaaden, 1966; Kaaden, Metz, 1954), на островах Эгейского моря (Родос, Мелос, Сирос и др.; Van der Plas, 1959; Dixon, 1968), на южной оконечности о. Пелопоннес и на о. Эвбея. Возраст глаукофанового метаморфизма альпийский, вероятно, домеловой. Для пород этого пояса характерно широкое распространение хлоритоида в глаукофансодержащих толщах.

В районе Мугла (Kaaden, 1966; Kaaden, Metz, 1954) в зоне крупного надвига присутствуют тонкокристаллические глаукофанизированные спилиты и туфы, переходящие в сланцы (ассоциация: волокнистый гл+Аб+Хл±Акт), глаукофанизированные радиоляриты и кремнистые породы вместе с блоками более крупнозернистых пород, включая амфиболиты (Рог+Гл+Кв±Пл, Стильп; Рог+кроссит+Аб+Na-мп++Стильп+Мт), гранатсодержащие сланцы (Рог+Гл(каемки)+Гр+Кв+Ру), хлоритоидные сланцы и др. Тонкозернистые породы представляют собой, вероятно, метаморфизованную триасовую кремнисто-вулканогенную толщу, аналогичную таковой зоны Мирдита (см. рис. 35, 5)

ГЛАВА IV

ЭКЛОГИТЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

§ 17. ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА ЭКЛОГИТОВ И ПОЛОЖЕНИЕ ЭКЛОГИТОВОЙ ФАЦИИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Несмотря на появление большого числа петрографических и экспериментальных работ, в проблеме генезиса эклогитов остается много дискуссионных вопросов. Не задаваясь целью дать какую-то вполне завершенную модель, мы попытаемся осветить современное положение этой проблемы и по возможности отделить несомненно установленные факты и положения от гипотез.

Одним из главных достижений современной петрологии является экспериментальное определение области устойчивости эклогитов и их минералов. Правда, и здесь еще остается много нерешенных задач. Нет еще полной диаграммы равновесия пироп-альмандиновых гранатов, а также более сложного ряда — пироп — альмандин — гроссуляр. Отсутствуют также полные данные по равновесию систем с $P_{H_2O} < P_{общ}$. Однако как исследование равновесия чистого пиропа и пироксенов — жадеита и жадеит-диопсидового ряда, так и опыты по эклогитизации различных основных пород (Добрецов и др., 1970) однозначно показали два факта: 1) настоящие эклогиты могут образоваться лишь при достаточно высоких давлениях — от 4—10 *кбар* при $T = 500°$ до 18—20 *кбар* при $T = 1200°$ С (данные интерполяции); 2) при указанных давлениях эклогиты могут формироваться лишь в том случае, если P_{H_2O} значительно ниже $P_{общ}$ (Lambert, Wyllie, 1970; Bryhni et al., 1970). Хотя это и не дает возможности точно определить координаты точки на PT-диаграмме для данной породы (так как P зависит от определения T и наоборот), но кладет конец спору о возможности образования этих пород в области сравнительно низких давлений, а также с несомненностью подтверждает предположение о том, что давление воды значительно ниже общего давления.

Эксперименты, проведенные с породами, показали также, что эклогиты образуются постепенно на интервале давлений порядка 3—5 *кбар*. Это хорошо согласуется с существованием в природе пород переходного типа.

Общая схема эклогитизации по первым экспериментам приведена в одной из наших сводок (Добрецов и др., 1970). Более поздние данные не вносят принципиальных изменений для безводных систем. Для систем с содержанием воды особенно интересны первые данные, показывающие крутой поворот кривых распада амфибола при повышении давления. На рис. 36 показаны схематические кривые такого распада для роговой обманки или, точнее, кривые превращения амфиболита в эклогит при $P_{H_2O} = P_{общ}$ и $P_{H_2O} = 2$ *кбар*. Эта диаграмма дает представление

о парциальном давлении воды, возможном при эклогитизации, и на ней показана схема образования эклогитов и их амфиболизация при понижении температуры и повышении P_{H_2O}.

Из геологических данных большое значение имеют следующие факты: 1) для эклогитовой фации известны лишь основные и ультраосновные породы, а кислые и средние по существу отсутствуют (правда, для самих эклогитов намечается достаточно широкая вариация в составах). Последнее время появились описания своеобразных кварц-жадеитовых

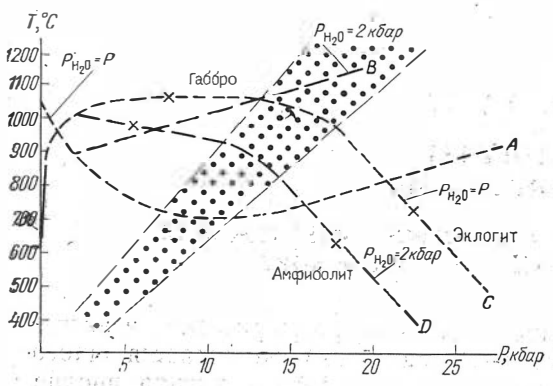


Рис. 36. Диаграмма, иллюстрирующая условия эклогитизации (Bryhni et al., 1970)

A — линия солидуса для основных пород при $P_{H_2O}=P$; *B* — то же для $P_{H_2O}=2$ *кбар*; *C* — граница амфиболита и эклогита (или габбро) при $P_{H_2O}=P$; *D* — та же граница при $P_{H_2O}=2$ *кбар*. Точки — переходные породы от габбро к эклогитам в сухих условиях

пород с альмандином (Green et al., 1968; Добрецов, Соболев, 1970; Добрецов и др., 1971_3), которые могли бы быть кислыми членами эклогитовых фаций, но они отмечены только в комплексах низкотемпературного типа и условия их происхождения пока не ясны; 2) эклогиты нигде не образуют регионально распространенных толщ, а лишь сравнительно небольшие тела максимального размера 2—3 *км*, залегающие среди пород различных фаций с характерными признаками диафтореза в краевых частях тел. В результате указанных фактов появились различные взаимоисключающие гипотезы о генезисе эклогитов, и многие авторы вообще отказались от понятия «эклогитовая фация».

Прежде чем остановиться на рассмотрении генезиса эклогитов в земной коре, отметим некоторые основные положения, вытекающие из большого фактического материала, накопленного за последнее время по эклогитам мантии. Он позволяет совершенно определенно говорить о возможности выделения здесь эклогитовой фации или даже двух фаций (с графитом и алмазом). Первая отвечает положению, принятому на нашей схеме, причем для основной части мантийных эклогитов характерно полное отсутствие роговой обманки и других водных минералов. Как среди обломков, выносимых вулканическими аппаратами и кимберлитовыми трубками, так и среди эклогитов коры встречаются породы переходного типа, содержащие парагенезис гранат — клинопироксен — плагиоклаз и отвечающие области более низких давлений. Естественно, что в таких переходных породах в некоторых случаях могут отсутствовать остатки плагиоклаза просто в связи с исходным химическим составом породы. Поэтому важно наметить конкретные признаки для главных минералов — граната и пироксена, позволяющих судить о высоком давлении образования, характерном для эклогитовой фации. Детальное рассмотрение минералов метаморфических пород позволяет принять здесь как главные следующие признаки: присутствие либо граната с $f<45\%$, либо клинопироксена с содержанием жадеитового компонента не менее 25% (при наличии кварца) и порядка 30—40% без кварца (Kushiro, 1965; Bell, Kalb, 1969). При наличии хотя бы одного из этих признаков можно определенно говорить, что мы имеем типичные эклогиты. Если оба эти признака отсутствуют, то условия образования

породы остаются неопределенными, так как и более железистые гранаты и бедные натрием пироксены, образование которых возможно при более низких давлениях, остаются устойчивыми и в области высоких давлений и могут образоваться здесь в породах соответствующего химического состава.

Следует отметить, что присутствие некоторого количества плагиоклаза также не является совершенно однозначным признаком для того, чтобы породы не относить к эклогитовой фации, так как граница полного разложения плагиоклазов лежит несколько правее границы эклогитовой фации при указанных выше составах породообразующих минералов. Однако в большинстве случаев плагиоклазсодержащие породы относятся к переходной области и их называют либо пироксен-гранатовыми гранулитами, либо (что, по нашему мнению, лучше) плагиоклазсодержащими эклогитоподобными породами.

Последние годы при описании эклогитов земной коры по геологическим и петрографическим данным намечается целый ряд типов: 1) эклогиты, связанные с гипербазитами; 2) эклогиты дистен-гнейсовых и дистен-сланцевых комплексов; 3) эклогиты комплексов глаукофановых сланцев.

Прежде чем остановиться на этих типах, напомним, что нередко породы, которые называют эклогитами, встречаются и в двупироксен-гнейсовой фации (Добрецов, Соболев, Хлестов, 1972). Однако в этом случае можно говорить об эклогитоподобных породах, содержащих плагиоклаз, а в бесплагиоклазовых разновидностях железистость граната не опускается ниже 45—50%, пироксен же обычно весьма беден жадеитовым компонентом. Таким образом, здесь речь идет об изофациальных породах, метаморфизованных при наибольших давлениях, достигаемых в указанной фации (около 10—12 *кбар*) и описанных в соответствующем месте. Подобные породы встречаются и в фации дистеновых гнейсов.

Наиболее типичными эклогитами, генетически связанными с гранатовыми перидотитами, являются породы Чешского массива, Саксонии, Норвегии. Они переслаиваются с гранатовыми перидотитами и характеризуются наименьшей железистостью гранатов. В то же время они обычны в комплексах дистеновых гнейсов и встречаются всегда вместе с эклогитами других типов, иногда даже в одном обнажении и имеют с ними определенное генетическое родство.

Вместе с тем существуют эклогиты и другого типа, также связанные с гипербазитами (Северный Урал, Чукотка и др.) с более железистыми гранатами. В этих случаях нередко эклогиты оказываются нетипичными и их называют эклогитоподобными породами (или специальными терминами).

Эклогиты с широкими вариациями химического и минерального состава наиболее распространены в комплексах дистеновых гнейсов и отчасти дистеновых сланцев. В первом случае они вместе с эклогитами, непосредственно связанными с гранатовыми перидотитами, наиболее близки к эклогитам мантии. Однако чаще всего здесь встречаются различные водосодержащие минералы, начиная от высокотемпературного амфибола, так называемого каринтина, и кончая цоизитом и мусковитом (Hauy, 1822), причем бывает трудно провести грань между минералами первичными, образованными вместе с эклогитами, и минералами, несомненно связанными с диафторезом. Хотя в этих же комплексах широко распространены различные, преимущественно основные магматические породы, претерпевшие начальные стадии эклогитизации, только в исключительно редких случаях наблюдаются переходы этих пород в настоящие или почти настоящие эклогиты.

К третьему типу относятся эклогиты глаукофансодержащих комплексов, достаточно четко отличающиеся от прочих эклогитов и содержащие наиболее железистые гранаты (с узким интервалом железисто-

сти) и пироксены, весьма богатые натрием. Здесь особенно обильны более поздние минералы, содержащие H_2O.

В связи со специфическим характером минералогии и условий образования эклогитов, до сих пор по существу нет достаточно удовлетворительной модели их происхождения. При обсуждении вопросов генезиса прежде всего следует упомянуть гипотезу, по которой все или почти все эклогиты коры представляют собой тектонические отторженцы верхней мантии. Приуроченность эклогитов к фациям высоких давлений, а также примеры постепенных переходов между эклогитизированными породами и эклогитами ставит под сомнение указанную гипотезу и, во всяком случае, ее универсальность. Однако этот вопрос тесно связан с вопросом образования гипербазитов и сейчас находится в стадии активного обсуждения, особенно в связи с новыми данными, касающимися движения дна океанов.

С другой стороны своеобразное геологическое положение эклогитов в земной коре показывает, что они являются здесь в известной мере чужеродными телами, на которые всегда накладываются более поздние изменения. Таким образом, если существовали *PT*-условия, необходимые для образования настоящих эклогитов, то они были кратковременными и мы имеем как бы только реликты этих пород.

Возможно, диафторез, особенно при недостаточном притоке растворов, осложняется кинетическими явлениями. Как омфацит, так и гранат относятся к числу трудноразрушаемых минералов и не исключено, что они не только сохраняются за пределами своей устойчивости, но здесь происходит даже перекристаллизация и ионно-обменные реакции с изменением составов. Применение микрозонда показывает широкое распространение сложной зональности гранатов и будет способствовать уточнению модели метаморфизма.

Высказываются также самые различные предположения об исходном составе пород. Образование, по крайней мере, значительной части эклогитов за счет основных магматических пород не вызывает сомнения. Одни исследователи полагают, что многие эклогиты являются парапородами (Трусова, 1956; Медведева, 1960; Смуликовский, 1964; Smulikowski, 1960_1, 1964, 1968_3), что опровергается рядом фактов (Бакун-Чубарова, 1970; Добрецов, Соболев, 1970). Другие предполагают значительную роль метасоматоза. Хотя в отдельных случаях значение этих явлений доказано для небольших по масштабу образований (Удовкина, 1971), существенное влияние переноса, по нашему мнению, исключается.

Особо обсуждается вопрос возможности образования эклогитов при различных *PT*-условиях, вплоть до низких температур и умеренных давлений при решающем условии местной сухости системы (низкого P_{H_2O}). Имеется несколько вариантов этой гипотезы. Беарт (Bearth, 1959, 1966), опираясь на свои геологические наблюдения в пеннинской зоне Альп, предположил, что эклогиты могли образоваться за счет обезвоженных «подушек» пиллоу-лав, тогда как окружающая межшаровая масса и вмещающие породы, богатые водой, превращались в глаукофановые сланцы. Грин и Рингвуд (Green, Ringwood, 1967), опираясь на результаты экспериментов при высоких давлениях и распространении эклогитов в виде отдельных тел в различных по степени метаморфизма толщах, отрицают существование самостоятельной эклогитовой фации и предполагают образование эклогитов при различных температурах, но при обязательной сухости системы. Банно (Banno, 1965, 1969), в последние годы Тернер (Turner, 1969) и другие исследователи предполагают формирование эклогитовой фации при повышенных давлениях, низком P_{H_2O} и широком температурном интервале с подразделением эклогитов на высокотемпературные (мантийные), среднетемпературные (в гнейсовых комплексах) и низкотемпературные (в сланцевых комп-

лексах). Наибольшее возражение во всех вариантах этой гипотезы вызывает допущение о возможности резких колебаний P_{H_2O} на коротких расстояниях, измеряемых единицами метров.

Однако почти несомненно, что некоторые эклогиты образуются при температурах более низких, нежели эклогиты мантии, в частности в условиях фации дистеновых гнейсов ($T \leqslant 800°$ С), и часть амфибола в этом случае будет первичной.

Следует остановиться на возможности магматического генезиса эклогитов, который является несомненным для значительной части эклогитов земной мантии. Для эклогитов земной коры такое образование давно уже считается установленным для гранатовых перидотитов и связанных с ними эклогитов. Последнее время (Добрецов, 1973; Добрецов, Соболев, 1970; Dobretsov, Sobolev, 1970) развиваются представления об образовании большей части эклогитов коры магматическим путем, в пользу которых имеется целый ряд прямых наблюдений и косвенных соображений. При этом, естественно, можно предполагать достаточно длительное существование в магматическом теле давлений более высоких, нежели в окружающих породах. Однако, с другой стороны, даже для типичных гранатовых перидотитов установлена кристаллизация минералов более низких давлений в келифитовых оболочках, образовавшихся еще в стадию становления интрузии (Соболев, Лодочникова, 1962).

В гипотезе магматического образования эклогитов основное значение имеет относительная сухость магмы (т. е. $P_{H_2O} \ll P_{H_2O}$ вмещающей среды), а постоянный диафторез объясняется более высокой температурой магматических пород. При этом ход превращений зависит от этих параметров, а также от общего давления во вмещающих породах. Непосредственно из магмы эклогиты могут кристаллизоваться лишь при высоких давлениях (более 12—15 *кбар* при $T = 900°$ С), при этом в фации C_1 они практически не меняются, в фации C_2 кристаллизуются вместе с первичным амфиболом (типа каринтина), в субфации $C_{3б}$ первичные гранат, омфацит, роговая обманка сохраняются только в центре зональных кристаллов, а большая часть породы сложена новообразованными гранатом, пироксеном, глаукофаном. При более низких (8—12 *кбар*) давлениях из магмы могли кристаллизоваться эклогитоподобные породы или даже габбро, а эклогиты образуются при понижении температуры регрессивным путем в центральной части тел вместе с интенсивной гидратацией внешних частей тел. В этом случае наибольшие возражения вызывает возможность низкотемпературной эклогитизации, однако несомненно, что многие наблюдающиеся парагенезисы (Омф+Гр+Амф±Эп) соответствовали температуре порядка 600° С, как и во вмещающих породах.

Рассмотренные здесь и ниже особенности геологии эклогитов привели в последнее время некоторых исследователей к отказу от понятия «эклогитовая фация». Этот термин исчез уже в обобщающих сводках. Мы считаем полезным его сохранить прежде всего потому, что соответствующие условия существуют при образовании пород земной мантии, выносимых к поверхности кимберлитами. Для земной коры этот термин также сохраняет свое значение, но только при составлении крупномасштабных карт (детальнее 1 : 100 000). Что касается карт более мелкого масштаба, здесь можно говорить лишь об эклогитах, наносимых в виде отдельных знаков, как это принято для международной карты метаморфизма (Zwart et al., 1967), причем полезно дальнейшее подразделение по типам пород, в частности отделение собственно эклогитов от эклогитоподобных пород гранулитовых комплексов. Сказанное относится и к данной работе, где описание эклогитов дается в специальной главе.

§ 18. МИНЕРАЛОГИЯ ЭКЛОГИТОВ

Неизмененные эклогиты являются существенно биминеральными породами, сложенными гранатом и клинопироксеном (Hauy, 1822). Не вызывает сомнения также первичный характер дистена и кварца в некоторых эклогитах и рутила как обычного акцессорного минерала. Чтобы не останавливаться отдельно на рассмотрении особенностей состава ортопироксенов и оливинов из пироповых перидотитов, отметим, что они аналогичны соответствующим минералам ксенолитов в кимберлитовых трубках. Значительно сложнее вопрос о месте амфиболов. Если вторичный характер глаукофана, актинолита и в ряде случаев роговой обманки, отчетливо развивающихся в периферических частях эклогитовых тел или в жилах, не вызывает сомнения, то часто положение каринтина не ясно и по крайней мере частично каринтин может быть первичным.

Что касается слюд, то хотя и высказывается мнение об их первичном характере (Smulikowski, 1960, 1964, 1967), их соотношения с минералами эклогитов, частое развитие в виде жилок и близкие цифры абсолютного возраста, соответствующего наиболее позднему этапу диафтореза, полученные для слюд эклогитов и вмещающих пород на примере Снежницкого массива (Bakun-Czubarow, 1968), свидетельствуют об их наложенном характере. То же самое относится к карбонатам — кальциту и доломиту, при появлении которых резко повышается содержание кальция в эклогитах, совершенно без связи с кальциевостью граната и пироксена (Smulikowski, 1967; Swainbank, Forbes, 1972).

Таким образом, рассматривая минералы эклогитов, основное внимание следует обратить на характеристику граната и клинопироксена, составы которых во многом определяют особенности состава самих эклогитов и дают существенную информацию об их генезисе. Кратко остановимся также на особенностях состава некоторых амфиболов из эклогитов.

Гранат эклогитовых пород характеризуется очень большим разнообразием состава по железистости и кальциевости (Н. Соболев, 1964; Добрецов и др., 1970). Именно это положено в основу более детальной классификации эклогитов метаморфических комплексов (Smulikowski, 1964; Coleman et al., 1965).

В широких рамках состава гранатов из эклогитов метаморфических комплексов с колебаниями железистости от 20 до 80% и содержания Са-компонента от 10—12 до 30—35% в виде отдельных полей составов можно выделить гранаты пироповых перидотитов, эклогитов из гипербазитов, из линз в гнейсах и в глаукофан-сланцевых комплексах, аналогично известным классификациям (Smulikowski, 1964; Coleman et al., 1965). В указанном делении уже и раньше намечалась тенденция к значительному перекрыванию полей составов гранатов разных типов эклогитов. С увеличением количества анализов (от 35 в 1963 г. до ~200—к 1971 г.) эта тенденция выявилась еще яснее. В табл. 13 нами приведены новые анализы гранатов и пироксенов в основном из наиболее редких и мало охарактеризованных разновидностей эклогитов. На рис. 37 нанесены точки состава гранатов из эклогитов (дистеновых и бездистеновых) гнейсовых комплексов, а также из эклогитов в серпентинитах и глаукофан-сланцевых толщах. Наиболее магнезиальные гранаты генетически отчетливо связаны с гипербазитами. Однако и более железистые гранаты (вплоть до $f=65\%$) также встречены в эклогитовых линзах из серпентинитов. В то же время связь с гипербазитами четко установлена для некоторых эклогитов (троктолитового типа) из сланцево-гнейсовых комплексов, например на Полярном Урале (Удовкина, 1971). Нами проведена граница по железистости ($f=55\%$), вправо от которой располагаются точки составов гранатов из эклогитов

Таблица 13

Химический состав гранатов и пироксенов (окислы, вес. %, катионы в единицах кристаллохимических формул) из некоторых эклогитов (новые данные)

Компоненты	Гранаты				Пироксены			
	Z-1	MM-1	SW-1	NR-1	Z-1	MM-1	SW-1	NR-1
SiO_2	41,76	42,02	39,96	40,43	53,95	56,06	55,28	53,81
TiO_2	0,43	0,20	0,16	0,25	0,49	0,19	0,16	0,19
Al_2O_3	22,54	23,84	21,70	21,63	5,05	10,67	12,28	14,40
Cr_2O_3	0,12	0,13	0,10	0,02	0,03	0,26	0,08	0,01
Fe_2O_3	2,36	3,56	3,53	1,83	2,08	1,05	2,03	0,34
FeO	7,76	10,42	14,51	19,03	1,40	0,84	1,22	1,83
MnO	0,24	0,28	0,27	0,32	0,06	0,05	0,01	Следы
MgO	20,54	13,69	9,55	8,08	15,87	11,26	9,20	9,47
CaO	3,81	6,39	9,51	8,32	17,70	14,74	13,92	13,56
Na_2O	—	—	—	—	3,04	4,56	5,71	6,52
K_2O	—	—	—	—	0,02	—	0,04	0,05
Сумма	99,56	100,53	99,29	99,91	99,69	99,68	99,63	100,18
Si	2,980	3,020	3,007	3,058	1,942	1,976	1,950	1,897
Al_{IV}	—	—	—	—	0,058	0,024	0,050	0,103
Al_{VI}	1,895	2,013	1,926	1,926	0,158	0,421	0,462	0,494
Ti	0,021	0,013	0,009	0,018	0,013	0,006	0,004	0,006
Cr	0,007	0,008	0,009	—	0,001	0,008	0,002	—
Fe^{3+}	0,077	—	0,056	0,056	0,056	0,030	0,051	0,008
Fe^{3+}	0,052	0,199	0,143	0,044	—	—	—	—
Fe^{2+}	0,463	0,626	0,913	1,204	0,041	0,023	0,036	0,053
Mn	0,013	0,017	0,018	0,018	0,002	0,001	—	—
Mg	2,183	1,469	1,072	0,913	0,850	0,590	0,483	0,497
Ca	0,292	0,492	0,764	0,672	0,683	0,557	0,525	0,512
Na	—	—	—	—	0,212	0,314	0,390	0,444
K	—	—	—	—	—	—	—	0,003
f	21,3	36,0	50,9	58,8	4,6	3,8	6,9	9,6
Mg	72,7	52,4	36,8	32,0				
Ca	9,7	17,6	26,3	23,6				

Примечания. Z-1—эклогит из прослоев в пироповых перидотитах Цеблитц, ГДР; MM-1—эклогит, Эппенройт, Мюнхбергский гнейсовый массив, ФРГ; SW-1—дистеновый эклогит, ассоциирующий с пироповым перидотитом Альпе Аррами, Тичино, Швейцария; NR-1—эклогит из линзы в гнейсах около Хеллесилт, Суннмере, Норвегия. Анализы выполнены И. К. Кузнецовой.

троктолитового типа. Дополнительными признаками такой связи с гипербазитами является повышение примеси хрома в гранатах и пироксенах. Характерно, что все точки составов гранатов из сложной линзы эклогитов, находящейся около Нова Весь (Снежницкий массив; см. рис. 46), также по ряду признаков, относящихся к этому же типу, попадают на рис. 37 в поле троктолитовых эклогитов. Из сопоставления же с составами гранатов из эклогитов мантии (см. рис. 59) видно, что непрерывная серия составов по железистости характерна для них, по крайней мере, до $f=65$ и даже 70% (см. рис. 37, заштрихованная область). Соответствующая широкая граница ($f=65$—70%) показана также на рис. 37. Эти данные свидетельствуют о недостаточной обоснованности выделения в группу *A* (Smulikowski, 1964; Coleman et al., 1965) только наиболее магнезиальных гранатов и показывают значительно более широкие колебания состава в этом типе гранатов.

Интересно, что составы гранатов из эклогитов глаукофан-сланцевых комплексов, значительно выходя за ранее установленные для них

рамки, все же не перекрываются составами гранатов из эклогитов троктолитового типа (см. рис. 25). Правда, они аналогичны гранатам из некоторых эклогитов сланцево-гнейсовых комплексов. Подчеркнем, что составы гранатов с $f>65—70\%$ достоверно принадлежат эклогитам базальтового типа, тогда как к эклогитам троктолитового типа можно однозначно относить только гранаты с $f<55\%$. Из представленной выборки анализов гранатов из различных эклогитов видно, что тенден-

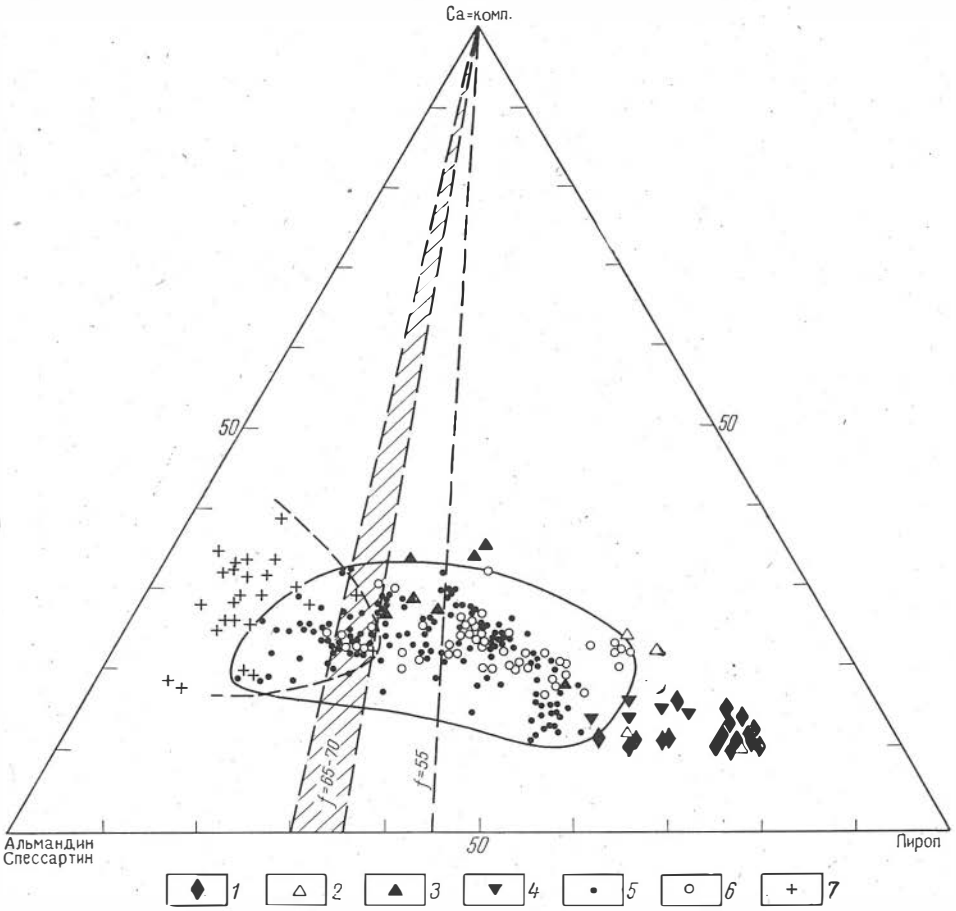


Рис. 37. Особенности состава гранатов метаморфических комплексов из:

1 — пироповых перидотитов, *2* — эклогитов в пироповых перидотитах, *3* — эклогитов в серпентинитах, *4* — гранат-пироксен-шпинелевых пород («ариежитов») в гипербазитах, *5* — эклогитов сланцево-гнейсовых комплексов, *6* — дистеновых эклогитов сланцево-гнейсовых комплексов, *7* — эклогитов глаукофан-сланцевых комплексов. Заштрихована промежуточная область (с f=65—70°) между гранатами типов *6* и *7*

ция к повышению кальциевости с повышением железистости в общем случае сохраняется (Н. Соболев, 1964), хотя и имеется много частных отклонений. В гранатах из эклогитов с дистеном наблюдается такая же картина, хотя в целом они более кальциевые (рис. 38) и занимают бо́льшую часть поля составов гранатов из эклогитов в гнейсах.

Полученные по новым данным границы состава гранатов из эклогитов сланцево-гнейсовых и глаукофан-сланцевых комплексов существенно отличаются от предложенных ранее.

Клинопироксены эклогитов характеризуются, как правило, повышенной примесью Al_{VI} и Na_2O, т. е. жадеитового компонента. Составы пироксенов из разных типов эклогитов детально изучены и средние типы

описаны в монографии Н. Л. Добрецова и др. (1970), поэтому здесь мы коснемся только дополнительных данных, полученных в результате более поздних работ, и дадим выводы.

По новым данным составы пироксенов из разных типов эклогитов, так же как и составы гранатов, существенно перекрываются (рис. 39).

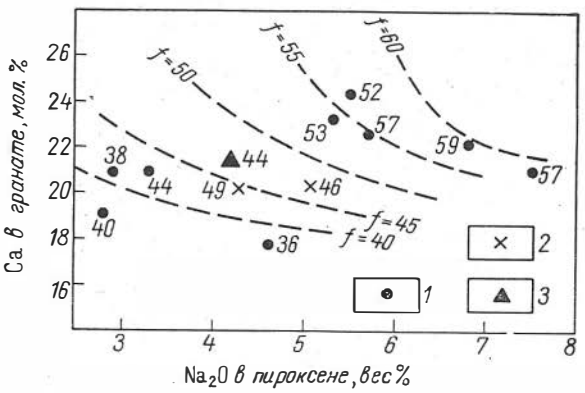


Рис. 38. Связь кальциевости граната и содержания Na_2O в ассоциирующем пироксене из дистеновых эклогитов метаморфических комплексов

1 — Мюнхбергский гнейсовый массив, *2* — Норвегия, *3* — Швейцарские Альпы. Штриховые линии — линии равной железистости граната (f). Цифры у точек — железистость граната

Содержание жадеитового компонента широко колеблется даже в однотипных пироксенах, ассоциирующих с гранатами равной железистости. В частности, широкие колебания характерны для состава пироксенов некоторых эклогитов из пироповых перидотитов (до 21% жадеита в парагенезисе с пиропом, см. табл. 13).

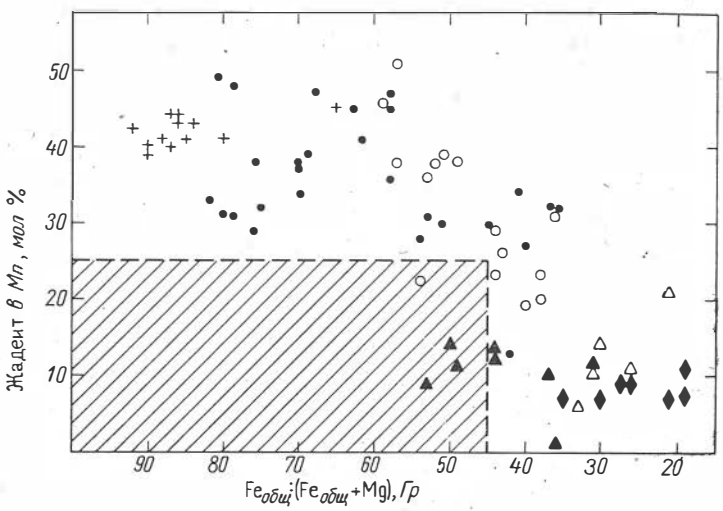


Рис. 39. Связь состава гранатов (по железистости) и пироксенов (по содержанию жадеита) в пироповых перидотитах и эклогитах метаморфических комплексов

Усл. обозн. см. на рис. 37. Заштрихованное поле соответствует составам пироксена и граната, возможным и вне эклогитовой фации

Новые средние составы пироксенов дистеновых и бездистеновых эклогитов Мюнхбергского массива (см. табл. 18) свидетельствуют о том, что содержания в них Na_2O близки. Однако пересчет средних анализов показывает, что средний пироксен дистеновых эклогитов содержит, как и пироксен дистеновых эклогитов и гроспидитов мантии (см. табл. 23), некоторый избыток Al_{VI} (0,08).

При рассмотрении некоторых особенностей сопряженного изменения составов ассоциирующих гранатов и пироксенов выяснилось, что сохраняется тенденция общего повышения содержания жадеита с повышением железистости граната (см. рис. 39) и, вследствие этого — расположение точек составов минералов в области типичных составов эклогитов с содержанием жадеита >25% практически во всех пироксенах, ассоциирующих с гранатами с f>45%.

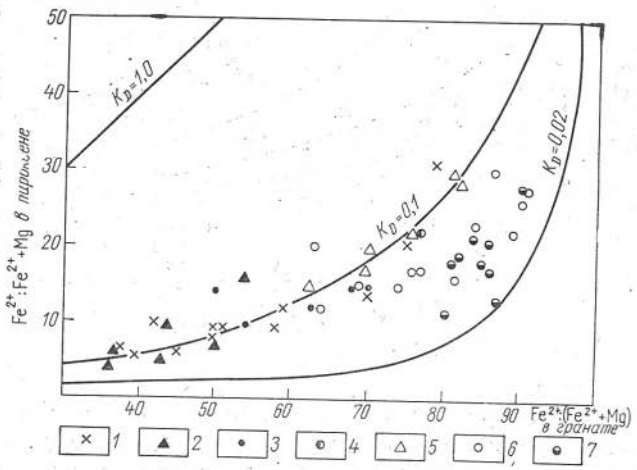


Рис. 40. Соотношение железистости гранатов и пироксенов из эклогитов метаморфических комплексов

1 — Норвегии; *2* — Восточных Судет; *3* — Полярного Урала; *4* — Кокчетавского массива; *5* — района г. Нант, Франция; *6* — максютовского комплекса; *7* — глаукофан-сланцевого комплекса Калифорнии и других районов

На примере дистеновых эклогитов гнейсовых комплексов хорошо подтверждается закономерный характер связи состава граната и пироксена, установленный в гроспидитах и дистеновых эклогитах трубки «Загадочная» (Соболев и др., 1966; Sobolev et al., 1968; см. рис. 63). Тенденция повышения содержания Na_2O в пироксенах, ассоциирующих с более железистыми гранатами дистеновых эклогитов, хорошо видна на рис. 38. Расположение кривых, соответствующих постоянной железистости гранатов в парагенезисе с различными пироксенами (см. рис. 38 и 63), позволяет подтвердить более низкие давления при образовании дистеновых эклогитов земной коры по сравнению с мантийными. Подчеркнем, что железистые гранаты в дистеновых эклогитах могут появляться только в парагенезисе с богатыми натрием пироксенами, а отсутствие дистеновых разновидностей среди железистых эклогитов базальтового типа обусловлено не только особенностями содержания Al_2O_3, CaO и железистостью, но и величиной химического потенциала натрия.

В заключение кратко остановимся на особенностях распределения Fe и Mg в сосуществующих гранатах и пироксенах (Добрецов и др., 1970). Накопленный материал все больше свидетельствует об усложнении зависимостей, на характер которых влияют не только условия образования, но в существенной мере и состав (Грин, 1969; Banno, 1970), в частности, содержание Na_2O (Dobretsov, Sobolev, 1970). Поэтому для пар, образовавшихся в близких условиях, даже в пределах одного метаморфического комплекса, фиксируется значительный разброс точек с широкими колебаниями значений $K_д$ (рис. 40).

Амфиболы. Одни исследователи считают амфиболы из эклогитов первичными, другие — вторичными, и при этом подчеркивают первичный характер каринтинов. До недавнего времени не было выработано критериев отличия каринтинов от других амфиболов. Наиболее четкие отличия каринтинов выявлены при сравнении соотношений Al : f, а также Al_{IV} и Al_{VI} (Костюк, 1970).

Составы роговых обманок из измененных эклогитов характеризуются значительными колебаниями и отличаются от каринтинов (Mottana, Edgar, 1970).

Заканчивая характеристику особенностей состава минералов эклогитов, необходимо подчеркнуть значение геохимических признаков для выявления генезиса эклогитов. Одним из наиболее существенных является примесь хрома. Так, в минералах эклогитов, связанных с гипербазитами, фиксируется повышенная примесь Cr_2O_3 не только в гранатах и пироксенах (Удовкина, 1971; Bakun-Czubarow, 1968), но и в дистенах (до 0,5%; Matthes et al., 1970), и рутилах (новые данные), подтверждая тем самым особенности, установленные для гроспидитов (Sobolev et al., 1968).

§ 19. ПЕТРОХИМИЯ ЭКЛОГИТОВ

Среди эклогитов разными авторами по составу выделено несколько типов. Наиболее распространено мнение (Eskola, 1921; Smulikowski, 1964, 1968; Coleman et al., 1965) о существовании трех типов эклогитов: *A* — из базит-гипербазитовых тел (в том числе из кимберлитов); *B* — из гнейсовых и сланцево-гнейсовых комплексов; *C* — из глаукофан-сланцевых комплексов. В настоящее время получено много новых материалов, свидетельствующих о том, что составы выделенных групп эклогитов значительно перекрываются. Кроме того, как будет показано ниже, в любом эклогитсодержащем комплексе, хорошо изученном и обнажающемся на достаточно большой площади, можно найти все типы эклогитов.

Тем не менее, значительная дифференцированность эклогитов по составу заставляет и нас выделять среди них группы, примерно сопоставляющиеся с ранее выделенными подразделениями. Наиболее четко выделяются эклогиты троктолитового (оливин-габброидного) типа, ассоциирующие с гипербазитами, и эклогиты базальтового типа, среди которых могут быть выделены разновидности. Дистеновые эклогиты представляют собой важные разновидности, тяготеющие в одних случаях к троктолитовому, в других — к базальтовому типу (например, в Мюнхбергском массиве), но отличающиеся от них повышенным содержанием Al_2O_3 и пониженным FeO, а также железистостью. Кроме того, могут быть выделены разновидности по содержанию TiO_2 и Na_2O.

Рассмотрим основные особенности этих типов и разновидностей, иллюстрируемые рис. 25 и таблицами 14, 15. Прежде всего отметим, что все петрохимически изученные эклогиты соответствуют изверженным породам габбро-базальтоидного ряда, что подчеркивалось и ранее (Forbes, 1965; Добрецов, Соболев, 1970) и ни в одном случае они отчетливо не уклоняются в сторону осадочных (мергелистых или иных) пород. Другой общей особенностью эклогитов является низкое содержание K_2O, хотя сумма щелочей (K_2O+Na_2O) в большинстве случаев соответствует различным габброидам и базальтам. Это обеднение K_2O (с увеличением содержания Na_2O или без увеличения) может быть объяснено, с одной стороны, магматическим происхождением части эклогитов (особенно в мантии и базит-гипербазитовых комплексах): при кристаллизации эклогитов из магмы K_2O не может быть зафиксирован в главных минералах эклогитов (пироксене и гранате) и в основном удаляется из магмы с постмагматическими флюидами. С другой стороны, этот эффект (особенно для эклогитов в сланцевых толщах) может быть объяснен взаимодействием с поровыми флюидами как и при образовании спилитов, зеленых и глаукофановых сланцев.

Эклогиты троктолитового типа из базит-гипербазитовых комплексов, в том числе из включений в кимберлитах (см. табл. 14 и рис. 25), отличаются от прочих эклогитов высоким содержанием MgO (>9%),

Таблица 14

Средние химические составы эклогитов троктолитового типа, числитель — средние содержания, вес. %, знаменатель — стандартные отклонения, n — число анализов

Компоненты	Эклогиты из кимберлитовых трубок (Sobolev, 1970) ($n = 21$)	Дистеновые эклогиты трубки «Загадочная» (Sobolev et al., 1968) ($n = 5$)	Эклогиты I типа, Полярный Урал ($n = 4$)	Эклогиты из линзы у Нова Весь (Bakun, 1968) ($n = 68$)	Эклогиты из серпентинитов Чешского массива ($n = 4$)	Эклогиты в серпентинитах максютовского комплекса ($n = 4$)	Оливиновые габбро-нориты Полярного Урала ($n = 13$)	Габброиды габбро-перидотит-дунитовой формации Урала (Кутолин, 1971) ($n = 65$)	Дистеновые эклогиты Мюнхбергского массива (Matthes et al., 1970) ($n = 40$)	Дистеновые эклогиты Северной Испании ($n = 5$)
SiO_2	46,13 / 2,12	42,61 / 1,27	45,95	—	43,92	43,5	44,90	44,66 / 4,30	—	51,76
TiO_2	0,60 / 0,29	—	0,33	(0,77)	0,73	0,7	0,38	0,63 / 0,45	—	0,77
Al_2O_3	14,34 / 2,80	24,31 / 2,38	18,40	17,54	15,63	19,2	20,16	18,34 / 4,59	18,3	17,68
Fe_2O_3	4,49 / 2,11	1,74 / 0,22	1,53	—	2,66	2,1	1,07	5,00 / 2,37	0,8	1,45
FeO	7,15 / 1,40	5,38 / 1,25	6,97	9,71* / 1,01	10,8	6,5	5,75	6,65 / 2,15	6,8	7,25
MnO	0,20 / 0,15	—	0,15	—	0,14	0,16	0,10	0,15 / 0,13	—	0,20
MgO	13,54 / 2,03	10,61 / 1,66	11,40	10,59 / 1,93	9,92	13,3	11,32	7,65 / 3,22	7,0	7,04
CaO	9,60 / 0,97	9,16 / 1,20	11,70	10,28 / 0,71	13,38	10,4	14,15	13,74 / 2,54	10,0	9,52
Na_2O	1,28 / 0,86	1,79 / 0,19	2,01	2,46 / 0,24	1,52	2,03	0,91	1,60 / 1,06	3,0	2,53
K_2O	0,49	0,51 / 0,11	0,25	0,36 / 0,22	0,16	0,05	0,16	0,43 / 0,41	—	0,26
Σ FeO	11,19	6,95	8,35	—	13,2	8,4	6,72	11,15	7,5	8,55

* Все железо в виде FeO.

Таблица 15

Средние химические составы эклогитов базальтового типа, числитель — средние содержания, вес. %, знаменатель — стандартные отклонения, *n* — число анализов

Компоненты	Недифференцированные траппы Сибирской платформы (Кутолин, 1969) ($n = 176$)	Щелочные оливиновые базальты островов Тихого океана (Кутолин, 1969) ($n = 47$)	Эклогиты												
			Чешский массив ($n = 19$)	Кокчетавский массив ($n = 12$)	Северная Испания ($n = 5$)	Маруи-Кеу, тип II ($n = 4$)	Макбал ($n = 16$)	Мюнхберский массив (Matthes et al., 1970) ($n = 25$)	Актюз ($n = 5$)	Арморикканский массив, р-н г. Нанта ($n = 12$)	максютовский комплекс		Калифорния ($n = 5$)	Новая Каледония ($n = 2$)	Глаукофан-сланцевые комплексы Альп ($n = 15$)
											тип II ($n = 11$)	тип I ($n = 9$)			
SiO_2	48,43 / 2,21	46,25 / 2,07	45,4	49,00 / 1,21	48,48	46,02	47,90 / 2,14	—	48,98	48,06	48,17 / 1,39	49,12 / 2,72	47,1	47,2	48,05
TiO_2	1,48 / 0,37	3,08 / 0,88	1,65	2,07 / 0,56	1,09	3,24	2,07 / 0,64	—	3,24	1,70	2,72 / 0,91	1,24 / 0,20	1,94	2,1	2,35
Al_2O_3	15,35 / 1,88	15,05 / 2,61	15,8	12,58 / 1,05	16,16	15,73	15,00 / 0,93	14,2	14,23	15,77	14,63 / 1,68	15,54 / 1,65	14,2	15,9	14,80
Fe_2O_3	3,59 / 2,63	3,72 / 1,57	2,5	3,82 / 1,59	1,95	1,85	3,54 / 1,58	1,2	4,98	5,65	3,53 / 1,72	2,11 / 0,99	5,3	5,2	—
FeO	9,39 / 3,84	8,48 / 1,94	11,9	12,45 / 1,37	8,86	15,15	9,62 / 1,49	10,2	11,44	6,70	9,78 / 1,81	8,66 / 1,54	7,5	4,5	13,10
Mn	0,19 / 0,01	0,17 / 0,06	0,26	0,23 / 0,03	0,21	0,20	0,17 / 0,05	—	0,23	0,13	0,17 / 0,08	0,21 / 0,08	0,23	0,15	0,08
Mg	6,18 / 1,54	7,53 / 2,85	8,2	5,64 / 0,52	8,37	5,60	7,83 / 2,22	6,8	6,37	7,10	6,17 / 1,85	7,15 / 1,58	6,1	6,1	5,7
CaO	10,69 / 1,26	9,46 / 1,23	11,0	10,79 / 1,17	11,82	9,46	8,78 / 2,82	10,7	8,64	10,38	8,98 / 1,51	10,1 / 1,44	12,3	7,3	8,0
Na_2O	2,18 / 1,38	3,03 / 0,78	1,84	2,04 / 0,24	2,14	2,39	2,38 / 0,72	3,1	3,08	3,25	2,90 / 0,42	3,89 / 0,78	4,1	3,5	3,60
K_2O	0,73 / 0,23	1,22 / 0,52	0,08	0,42 / 0,29	—	0,26	0,85 / 0,33	—	0,50	0,44	0,50 / 0,26	0,40 / 0,33	0,21	1,3	1,05
Σ FeO	12,62	11,8	14,15	15,90	10,6	16,8	12,80	11,3	15,93	11,70	13,0	10,56	12,3	9,2	—

повышенным содержанием Al_2O_3 (в среднем 17—20%), пониженной железистостью (в среднем 32%) и титанистостью (TiO_2 0,8%). Эти признаки, как и содержание остальных окислов, хорошо соответствуют изверженным породам типа троктолитов, оливиновых габбро или пикритовых долеритов, т. е. породам, переходным к гипербазитам. На примере ксенолитов кимберлитовых трубок четко установлено, что эклогиты, в том числе дистеновые и корундовые, образуют непрерывную серию составов с вебстеритами.

Дистеновые эклогиты, ассоциирующие с такими эклогитами, в частности дистеновые эклогиты из ксенолитов в кимберлитах (см. табл. 14) или в марун-кеуском комплексе (Удовкина, 1971), при равенстве средних содержаний MgO, CaO, Na_2O, характеризуются повышенным содержанием Al_2O_3 ($\sim$20%) и пониженным FeO (и, как следствие этого, пониженной железистостью). Дистеновые же эклогиты другого типа, как например, эклогиты Мюнхбергского массива (см. табл. 15), не отличаются по большинству признаков от эклогитов базальтового типа, но заметно богаче их по содержанию Al_2O_3 и беднее FeO. Однако и они имеют своих аналогов среди обычных интрузивных пород, в частности хорошо сопоставляются с габбро из габбро-пироксенит-дунитовой формации (см. табл. 14); лишь содержание Na_2O в габброидах более низкое.

Эклогиты базальтового типа преобладают в земной коре. Некоторые отличия между средними составами, представленными в табл. 15 и на рис. 25, не выходят за пределы колебаний средних составов разных формационных типов базальтов (Кутолин, 1969) и значительно меньше колебаний составов, которые нередко устанавливаются между отдельными телами или в дифференцированных телах. Наиболее постоянны в них средние содержания SiO_2 и Al_2O_3, а систематические изменения обнаруживаются в содержании Na_2O. Эклогиты из типичных дистен-сланцево-гнейсовых комплексов (чешские, кокчетавские, североиспанские, тип II Марун-Кеу, см. табл. 15) содержат 1,5—2,4% Na_2O, как и обычные (нещелочные) базальты. Из них эклогиты Кокчетавского массива и тип II Марун-Кеу по содержанию MgO стоят ближе к траппам, а по повышенному содержанию FeO и TiO_2 отклоняются в сторону дифференцированных траппов. Эклогиты Чешского массива, Северной Испании, Макбала по содержанию MgO ближе к океаническим толеитам.

Другую подгруппу, переходную к эклогитам из глаукофан-сланцевых комплексов, образуют эклогиты Мюнхбергского, Арморикансного и Муюн-Кумского (Актюз) массивов, которые содержат 3,0—3,25% Na_2O. Колебания содержаний TiO_2 и FeO в них довольно значительные, а сами тела нередко дифференцированные, что затрудняет их сопоставление с определенным типом базальтов. Вероятно, они все же ближе к щелочным базальтоидам континентов.

Эклогиты из типичных глаукофан-сланцевых комплексов содержат 3,5—4,1% Na_2O, что превышает среднее содержание Na_2O в эклогитах из дистен-сланцево-гнейсовых комплексов и в неизмененных базальтах (хотя суммарное содержание щелочей, как и в ассоциирующих с ними глаукофановых сланцах, остается равным таковому в базальтах; (см. рис. 25). Они также обогащены TiO_2, бедны MgO и ближе всего к щелочным оливиновым базальтам континентов (с учетом перераспределения Na_2O и K_2O). Многие эклогиты этого типа, как, например, эклогиты максютовского комплекса, сильно дифференцированы. Здесь выделяются эклогиты троктолитового типа (см. табл. 14), преобладающие малотитанистые эклогиты (тип I) и высокотитанистые железистые дифференциаты (тип II, см. табл. 15). Иногда все три разновидности встречаются в одном теле. В этом отношении они сходны с телами дифференцированных титаноносных и других габбро. Эклогиты II типа анало-

гичны эклогитам Актюза (в гнейсовой толще); сходные эклогиты встречаются и в других районах, например на Кавказе (Афанасьев и др., 1969), в глаукофановых сланцах Альп и т. п.

Таким образом, средние содержания Na_2O в эклогитах базальтового типа коррелируются с геолого-минералогическими их типами: из дистен-сланцево-гнейсовых комплексов или из глаукофан-сланцевых комплексов и частично отражают более интенсивное взаимодействие эклогитов с вмещающими породами и поровыми флюидами в глаукофан-сланцевых комплексах. Колебания содержаний TiO_2 и железистости внутри базальтового типа эклогитов и отдельных комплексов показывают заметную, возможно, первичномагматическую дифференциацию тел эклогитов.

Интенсивный диафторез и сильная дифференцированность составов отдельных тел и внутри них затрудняют возможность сопоставления эклогитов с формационными типами недифференцированных базальтов. Для менее дифференцированных и измененных эклогитов мы сделали попытку воспользоваться дискриминантными уравнениями В. А. Кутолина (1969). Так, большинство слабо диафторированных эклогитов Кокчетавского массива максютовского комплекса и альмандиновые эклогиты Марун-Кеу диагностируются как траппы, Макбала и Уфалейского массива — как континентальная оливин-базальтовая формация.

Дальнейшие исследования в этом направлении позволят уточнить аналогии эклогитов с базальтами и габбро и их отличительные особенности (Добрецов, 1973).

Следует отметить, что установленные «первичные» особенности состава эклогитов могут сильно искажаться при интенсивном диафторезе эклогитов, обычном в большинстве тел, особенно, в средне-низкотемпературных комплексах. Хотя часть процессов диафтореза, например, амфиболизация, практически изохимична, другие процессы сопровождаются интенсивным метасоматозом. В зависимости от состава вмещающих пород и других причин в одних случаях устанавливается вынос Ca и частично Mg и Na с привносом K_2O, окварцеванием и мусковитизацией, в других, наоборот, — привнос Ca с образованием цоизитовых амфиболитов, лавсонитовых и других пород. Такие породы во многих случаях приближаются по составу к парапородам. Поскольку признаки диафтореза не всегда отчетливы с этим и связана, по нашему мнению, дискуссия о первичноосадочном происхождении некоторых эклогитов.

Наконец, в ассоциации с эклогитами встречаются своеобразные Ca породы, обогащенные Al, которые нередко принимают за метасоматиты. В мантии — это гроспидиты, в Кокчетавском и многих других эклогит-гнейсовых комплексах (например, на Аляске; Swainbank, Forbes, in press) — пироксен-гранатовые породы с гранатом, промежуточным между гроссуляром и альмандином, в максютовском комплексе — лавсонит-гранат-пироксеновые и другие породы с гроссуляр-альмандиновым гранатом (~50% Грос, 50% Альм; Добрецов, Соболев, 1970; Добрецов и др., 1971; Добрецов, 1973). По составу многие из этих пород аналогичны анортозитам или анортитовым габбро и иногда постепенно переходят в обычные эклогиты, поэтому хотя бы частично представляют собой дифференциаты эклогитового ряда.

Таким образом, породы эклогитового ряда обнаруживают широкие колебания составов, особенно в отношении Mg, Ca, Al, Fe, частично Na и Ti. Однако в целом в земной коре резко преобладают эклогиты обычного базальтового типа, а в мантии — пироповые перидотиты и ассоциирующие с ними эклогиты троктолитового типа. В то же время почти все разновидности (по составу) можно встретить как в коре, так и в мантии.

§ 20. ЭКЛОГИТЫ СЛАНЦЕВО-ГНЕЙСОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СССР

С конца 40-х годов на территории СССР были обнаружены и с различной степенью детальности изучены эклогиты метаморфических комплексов Средней Азии и Урала. Здесь мы рассматриваем только эклогиты, залегающие в виде отдельных линз, тел и «роев» тел среди гнейсов и мигматитов, относящихся преимущественно к дистен-гнейсовой фации. Как уже отмечалось, соответствующие гнейсовые комплексы представляют собой в основном метаморфическое основание срединных массивов в складчатых областях различного возраста.

Мы остановимся на эклогитах Кокчетавского массива и Актюза (Средняя Азия), Марун-Кеу и Уфалейского массива (Урал). Основное внимание уделено рассмотрению особенностей положения эклогитов во вмещающих породах и их соотношениям, характера тел, особенностей петрографии и минералогии эклогитов.

Кокчетавский массив. Эклогиты Кокчетавского массива впервые описаны М. А. Абдулкабировой (1946). Детально их изучал ряд исследователей (Трусова, 1956; Ефимов, 1964, 1968; Розен, 1966; Виноградов, Кушев, 1967; Добрецов, Соболев, 1970; Dobretsov, Sobolev, 1970). В результате установлено, что эклогиты приурочены к нижним частям разреза зерендинской серии архейского или нижнепротерозойского возраста (рис. 41). По И. А. Ефимову, это «эклогитовая формация», которая примерно соответствует двум нижним свитам — жолдыбайской и берлыкской, по О. М. Розену. Эти две части разреза существенно различаются по составу пород и степени метаморфизма.

Вмещающая эклогиты толща сложена гранат-биотитовыми сланцами и гнейсами с дистеном и (или) силлиманитом, слюдяными гранитогнейсами, а также гранат-мусковит-дистеновыми и другими сланцами, образовавшимися при диафторезе. Изредка встречаются карбонатные породы и «скарноиды», более характерные для верхней части разреза. И. А. Ефимов (1964) обнаружил в составе эклогитсодержащей толщи чарнокиты и вместе с О. М. Розеном (1966) отметил наличие гиперстеновых гнейсов и «пироксеновых гранулитов». Изучая эклогиты, различные авторы подчеркивали разные их особенности, иногда частные, послужившие основой для различных выводов об их генезисе. Так, в противоположность мнению об эклогитах как о метаморфизованных основных интрузиях (Абдулкабирова, 1946), был сделан вывод о метаосадочном генезисе эклогитов за счет пород типа мергелей (Трусова, 1956; Розен, 1966), причем подчеркивалась определенная стратиграфическая приуроченность эклогитовых тел к некоторым карбонатным породам. Высказано также мнение о полном отсутствии какой-либо стратификации и хаотическом расположении эклогитов в массе гранитогнейсов (Ефимов, 1964) и сделан вывод об эклогитах как об отторженцах верхней мантии, вынесенных вместе с гнейсами. Не останавливаясь пока на более детальном рассмотрении упомянутых представлений коснемся некоторых особенностей эклогитов и связанных с ними пород, которые, по нашему мнению, имеют значение для более однозначной трактовки их генезиса.

Распространение эклогитов в пределах наиболее обнаженного и изученного участка зерендинской серии (Добрецов, Соболев, 1970) показано на рис. 41, на котором видно, что эклогиты образуют крупные, почти изометричные тела размером до 1—2 км (например, в районе горы Сулу-Тюбе), рои мелких тел без какой-либо правильной ориентировки, а также правильные пластообразные тела и цепочки линз; последние можно рассматривать как будинированные пласты. При этом довольно четко устанавливается, что рои с хаотическим расположением тел возникают либо на участках интенсивного диафтореза и выщелачи-



Рис. 41. Геологическая схема части Кокчетавского массива (по материалам О. М. Розена, И. А. Ефимова, Н. Л. Добрецова и Н. В. Соболева, 1970)

Зерендинская серия: 1 — тела эклогитов (черные) в гранат-дистеновых и других сланцах и пачки пород, насыщенные телами эклогитов, *2* — гранито-гнейсы, *3* — верхняя надэклогитовая формация (даулетская и уялинская свиты), *4* — кварциты, *5* — гранитоиды Зерендинского массива (PZ), *6* — дайки гранодиорит-порфиров с гранатом, *7* — четвертичные отложения, *8* — разломы, прослеженные (*а*) и предполагаемые (*б*) под четвертичными отложениями. В рамке — участок Энбек—Берлык

вания (например, по р. Чаглинке, где эклогиты интенсивно замещаются кварц-мусковит-гранатовыми ассоциациями), либо в гранито-гнейсах (участок Уялы, Солдат-Куль), где тела эклогитов также интенсивно изменены и почти полностью амфиболизированы. Таким образом, «хаотическое» расположение тел эклогитов, первичный характер которого подчеркивается И. А. Ефимовым, можно в действительности связать только с более поздней переработкой толщи (Добрецов, Соболев, 1970).

На участках (Энбек-Берлык, Кулет и др.), слабо затронутых диафторезом, форма тел эклогитов и их расположение более правильные, эклогиты здесь пластообразные[1]. В то же время здесь встречаются крупные изометричные тела. Такие формы и соотношения тел эклогитов противоречат выводам И. А. Ефимова, И. Ф. Трусовой и О. М. Розена, но хорошо согласуются с выводами М. А. Абдулкабировой.

Наиболее важным в понимании генезиса эклогитов Кокчетавского массива является участок Энбек-Берлык (см. рис. 41). Здесь обнажаются тонкополосчатые дистеновые плагиогнейсы и сланцы с прослоями дистен-биотитовых кварцитов, имеющих довольно веские доказательства метаосадочного происхождения. Местами эти сланцы интенсивно мусковитизированы. Они содержат многочисленные будинированные плиты и линзы основных пород различного минерального состава, вытянутые согласно с простиранием вмещающих сланцев и гнейсов и подчеркивающие крупную флексурообразную складку. Среди основных пород можно выделить: 1) эклогитизированные габбро-диабазы и друзиты; 2) кварцевые эклогиты с мелкозернистым омфацитом; 3) гиперстенсодержащие породы; 4) продукты более позднего диафтореза и метасоматоза (амфиболиты, дистен-альмандин-кварцевые породы и др.). Явно преобладают первые две группы пород, связанные постепенными переходами. Они образуют не менее 10 будинированных пластов мощностью до 30—50 *м*, отдельные мелкие и более крупные линзы, а также крупное (0,5××1,5 *км*) тело эклогитизированных габброидов и друзитов и продуктов их изменения, в том числе различных амфиболитов и плагиоклаз-жедритовых пород. В центральной части участка по простиранию тел хорошо прослеживаются переходы массивных габбро-диабазов с начальными стадиями эклогитизации в полосчатые гранатизированные габбро и друзиты, которые, в свою очередь, тесно связаны с бесплагиоклазовыми эклогитами (Добрецов, Соболев, 1970). Аналогичные закономерности в составе пород участка отмечены и другими исследователями (Перчук и др., 1969).

На этом же участке встречены гиперстеновые породы, описанные ранее О. М. Розеном как «гиперстеновые гранулиты» и И. А. Ефимовым как «габбро-нориты», в которых иногда на контакте пироксена и плагиоклаза развивается гранат. Такие же породы, а также чарнокиты, содержащие ассоциацию Гип+Кпш, были отмечены также в восточной части Кокчетавского массива (Розен, 1966). Все эти породы, возможно, являются первично-интрузивными телами, а не реликтами пород гранулитовой фации, слагавшей, по мнению И. Ф. Трусовой (1956), всю площадь зерендинской серии.

Такие же интрузивные тела представляли собой и габброиды, за счет метаморфизма которых образовались эклогиты и эклогитоподобные породы участка Энбек-Берлык. Вероятнее всего, эти габброиды внедрились в процессе метаморфизма зерендинской серии, осуществлявшегося при высоком давлении. Первично-магматическим происхождением объясняется присутствие более высокотемпературных ассоциаций с гиперстеном. В восточной части массива, где наиболее распространены гипер-

[1] Это хорошо видно на карте одного из участков, опубликованной в работе Д. П. Виноградова и В. Т. Кушева (1967).

стеновые породы и чарнокиты, дистен сменяется силлиманитом и характерны кварц-биотит-силлиманитовые сланцы и гнейсы.

В районе горы Сулу-Тюбе и на некоторых других участках массивные однородные эклогиты, иногда содержащие порфировидный гранат, имеют, возможно, иное происхождение. Однако и здесь форма и соотношение тел, а также их химический состав, близкий к платобазальтам, что подчеркнул И. А. Ефимов (1964), резко противоречат «мергелевой» гипотезе образования эклогитов (Трусова, 1956) и свидетельствуют об их тесной связи с базальтовой магмой. В этом отношении весьма показателен факт находки своеобразных пироповых серпентинитов у оз. Кумды-Куль. Серпентиниты, слагающие тело диаметром около 15 м, включены в более крупное тело эклогитов и генетически с ним связаны (Ефимов, 1964). Характерной особенностью серпентинитов является присутствие титаноклиногумита в ассоциации с пиропом ($f=31\%$, кальциевость $=15\%$) и оливином, причем оливин замещается титаноклиногумитом. Указанные порфировидные эклогиты и связанные с ними пироповые перидотиты могли, по нашему мнению, кристаллизоваться прямо из сухой высокотемпературной магмы, внедрившейся в процессе метаморфизма зерендинской серии.

Состав эклогитов Кокчетавского массива и развивающихся по ним гранатовых амфиболитов характеризуется близостью к составу траппов и, как видно из средних цифр и среднеквадратичных отклонений (см. табл. 15), значительным однообразием. Тела эклогитов в большинстве случаев претерпели интенсивный диафторез и метасоматические изменения, с образованием не только амфиболитов, но и различных сланцев, дистеновых и других, что убедительно показано И. А. Ефимовым (1964). В свежем виде эклогиты сохраняются редко; они состоят из граната (40—45%), омфацита (45—50%), кварца (10—15%), рутила (1—4%), апатита (до 1%) и примеси вторичных минералов (амфибол, слюда, кварц, цоизит или эпидот). Следует подчеркнуть несомненно вторичный характер амфибола, а также полное отсутствие дистена в эклогитах Кокчетавского массива.

Гранаты эклогитов Кокчетавского массива, судя по имеющимся химическим анализам и серии замеров показателей преломления, характеризуются некоторыми колебаниями железистости (в среднем от 62 до 77%). При этом гранаты порфировидных эклогитов менее железисты, чем мелкозернистых. Кальциевость гранатов сравнительно высока: 25—33%. Пироксены содержат 3—4,5% Na_2O (25—30% жадеита).

В связи с «мергелевой» гипотезой образования эклогитов необходимо упомянуть о «скарноидах». Они состоят из кальциевого пироксена, богатого алюминием, и граната, промежуточного между гроссуляром и альмандином, подчиненных плагиоклаза и кальцита и, возможно, связаны с карбонатными породами. И те, и другие породы приурочены, по мнению большинства исследователей и нашим наблюдениям, к верхним частям разреза, хотя И. Ф. Трусова (1956) соответствующие горизонты помещает в основание разреза. Эти породы не связаны с эклогитами, но, судя по составу граната с $f=70\%$ и кальциевостью 40%, и самой ассоциации, также образуются при повышенных давлениях.

Изучение метаморфических пород Кокчетавского массива свидетельствует о неоднородном характере условий метаморфизма. По данным И. А. Ефимова, возраст друзитов и эклогитизированных габбро на участке Энбек-Берлык 650—700 млн. лет, возраст эклогитов и вмещающих гнейсов по K-Ar методу 450—750 млн. лет. По определениям Л. В. Фирсова (K-Ar методом) эклогиты Энбек-Берлык имеют возраст 645 млн. лет, Сулу-Тюбе — 597 млн. лет, вмещающие мусковитизированные сланцы — 470 и 460 млн. лет. Четыре определения по Rb-Sr методу

дают для гнейсов и сланцев возраст 1000—1300 млн. лет. Цифры возраста эклогитов по свинцу, полученные методом изохрон (Соботович и др., 1968), дают разброс от 900 млн. до 2,3 млрд. лет и не могут, по нашему мнению, быть использованы для уточнения их генезиса. Именно эти цифры, а также неверная трактовка строения земной коры по сейсмическим данным в районе Кокчетавского массива, привели И. А. Ефимова (1961, 1964) к выводу о том, что эклогиты здесь являются отторженцами мантии, выступ которой предполагался им в этом районе, и вынесены вместе с гнейсами при поднятии материкового хребта, проходящего через Кокчетав, Улутау, Киргизский хребет.

Наличие в породах зерендинской серии дистена и силлиманита, встречающихся иногда даже вместе, и приуроченность андалузита только к контактам с более молодым зерендинским гранитным батолитом, позволяет сделать вывод, что образование эклогитов в Кокчетавском массиве происходило при температурах и давлениях вблизи линии равновесия дистен — силлиманит. Для ассоциации Кпш+Сил (Дис), известной здесь, это может соответствовать температурам порядка 700° С и давлениям не ниже 10 *кбар*. Пироповые перидотиты и ассоциирующие с ними эклогиты, соответствуют более высоким температурам и давлениям. Указанные величины *P* и *T* можно рассматривать для данного региона только как нижний предел.

Актюзский район расположен на южных склонах Заилийского Алатау в Северном Тянь-Шане и представляет собой часть Муюнкумского массива. Эклогиты залегают здесь в гнейсах архейского фундамента Муюнкумского массива и сопоставляются с эклогитами марункеуского комплекса Урала, а еще лучше — с эклогитами зерендинской серии Казахстана.

Эклогиты обнаружены нами и А. Бакировым в 1965 г. на правом берегу р. Малый Кемин от пос. Актюз вверх по течению реки в виде нескольких цепочек линз (Добрецов, Соболев, 1970). Наличие здесь эклогитов мы предполагали и раньше, исходя из геологии района. Эклогиты и гранатовые амфиболиты образуют линзовидные тела и будины в гнейсовой толще актюзской серии, являющейся наиболее древней толщей дорифейского фундамента Северного Тянь-Шаня (Королев, 1962). В породах этой серии известны и дистен, и силлиманит, что указывает на то, что *PT*-условия в этом районе, вероятно, близки к *PT*-условиям пограничной области около линии силлиманит — дистен.

Абсолютный возраст двух образцов актюзских эклогитов (сильно амфиболизированных), определенный Л. В. Фирсовым К-Ar методом, 510 и 525 млн. лет, гранатового амфиболита по эклогиту — 476 млн. лет. Однако возраст вмещающих гнейсов и сланцев 350 и 220 млн. лет. Все эти факты свидетельствуют, вероятно, о различных этапах диафтореза. Во всяком случае, возраст эклогитов не менее 525 млн. лет.

Исследованные нами тела располагаются преимущественно вблизи границы нижней и верхней подсвит актюзской свиты, но по более поздним данным А. Бакирова они встречаются во всех частях разреза этой свиты. Нижняя подсвита сложена «аплитовидными плагиогнейсами» (типа лептинитов), мигматитами с прослоями амфиболитов. Средняя подсвита представлена чередованием биотитовых и двуслюдяных гнейсов, сланцев, амфиболитов и амфиболовых сланцев. Последние образуют несколько мощных горизонтов и пачек, нередко тонко переслаиваются с биотитовыми гнейсами и биотит-роговообманковыми сланцами. В мощных пластах массивных амфиболитов возможно присутствие реликтов эклогитов.

Максимальный размер линз и изолированных тел эклогитов достигает 500×50 *м*, обычно встречаются тела размером в первые десятки метров. Эклогиты в Актюзском районе сохранились лишь в центре наиболее крупных тел, причем фиксируются все переходы к гранатовым

амфиболитам и цоизит-амфиболовым сланцам. Нередко эти породы распределены зонально, самые низкотемпературные и сланцеватые породы находятся во внешней части тела.

Наименее измененные эклогиты состоят из омфацита, граната, роговой обманки и рутила, замещаемого сфеном и ильменитом. Пироксен содержит 5,36% N_2O (30% жадеита и 10% эгирина). Гранат — альмандин (f=80%) содержит 26,7% Са-компонента. Зональный гранат другого образца еще более железист, его железистость повышается к внешней зоне (от 85 до 88%), причем кальциевость его почти не меняется (9,7—9,5% CaO). Такие составы гранатов более характерны для эклогитов, ассоциирующих с глаукофановыми сланцами, но уже отмечены в нескольких регионах для типично гнейсовых комплексов.

Наименьшая сохранность в актюзских эклогитах характерна для пироксена. В большинстве образцов он замещен агрегатом роговой обманки и плагиоклаза. В первой стадии замещения вместо первичного омфацита образуется вторичный пироксен с вростками кислого плагиоклаза или симплектит пироксен+плагиоклаз, но чаще наблюдаются псевдоморфозы тонкозернистой массы, состоящей при большом увеличении в основном из плагиоклаза и зеленой роговой обманки. При перекристаллизации тонкозернистый агрегат переходит в симплектитовое срастание роговой обманки и плагиоклаза, сохраняющее очертания псевдоморфозы по пироксену. Содержание щелочей в таком агрегате очень близко пироксеновому: N_2O — 4,71%, K_2O — 0,37%. Количество граната в таких псевдоморфных гранатовых амфиболитах по сравнению с эклогитами почти не меняется. При дальнейшей амфиболизации количество граната уменьшается и крайним случаем преобразования в одних случаях являются безгранатовые амфиболиты, в других — бесплагиоклазовая гранат-роговообманковая порода.

Хребет Марун-Кеу (Полярный Урал). Эклогиты широко распространены в южной части марун-кеуского комплекса на Полярном Урале, образованного сложным комплексом метаморфических пород и отделенного от Харбейского антиклинория крупными разломами. Хотя к указанному комплексу отнесены не только эклогиты южной части, но и гранат-глаукофановые сланцы северной, их соотношения выяснены недостаточно. Петрография и минералогия эклогитов и связанных с ними пород детально изучалась Н. Г. Удовкиной (1971), и приведенное ниже описание полностью основано на данных указанного автора.

Район Слюдяной Горки, где наиболее широко развиты эклогиты (см. рис. 42), сложен гнейсами и мигматитами, перемежающимися с эклогитами, апоэклогитовыми амфиболитами и слюдяными сланцами, которые содержат отдельные тела метаморфизованных перидотитов и габбро. Абсолютный возраст вмещающих пород, определенных К-Ar методом, 700—810 млн. лет, перидотитов 800 млн. лет и более, габбро 660 млн. лет, эклогитов 615—650 млн. лет. Все эти цифры свидетельствуют об одном или двух этапах рифейского (байкальского) метаморфизма, тогда как возраст исходного субстрата, вероятно, дорифейский. Кроме мигматитов, в метаморфической толще встречаются многочисленные жильные тела более молодых гранитоидов.

Среди эклогитов хр. Марун-Кеу Н. Г. Удовкина выделяет два типа: пироповые, тесно связанные с ультраосновными породами (I тип), и альмандиновые, связанные с габброидами (II тип). Первые распространены только в районе южной части Слюдяной Горки (рис. 42). Они встречаются в виде самостоятельных тел, нередко с «реликтами» гипербазитов и габброидов, в виде жилоподобных тел и линз среди измененных перидотитов и габбро, а также образуют неправильные и линзовидные тела среди альмандиновых эклогитов. Среди пироповых эклогитов различаются как двуминеральные, так и каринтиновые, и дистен-

цоизитовые. Для них типичны такситовые, пятнистые, полосчатые текстуры, постепенные переходы к «друзит-эклогитам», псевдоморфная структура и многообразный минеральный состав. Кроме лиловато-розового граната с железистостью 35—55% (табл. 16), здесь типичны свое-

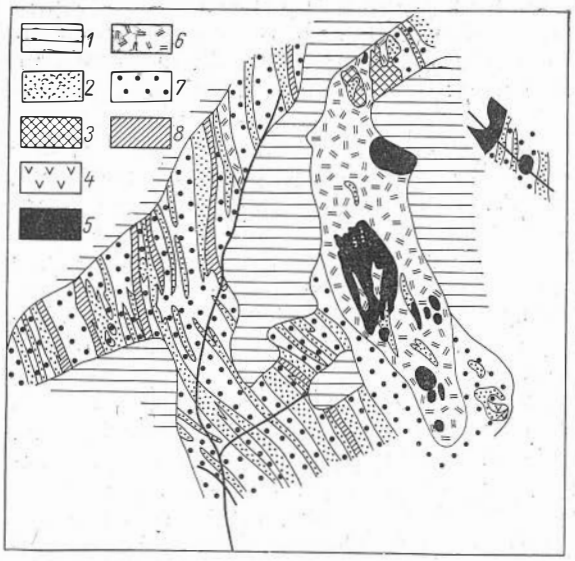


Рис. 42. Схема южной части Марун-Кеуской структуры, район Слюдяной Горки (Удовкина, 1971)

1 — делювий; *2* — граниты, мигматиты, плагиограниты (микроклинизированные, мусковитовые и двуслюдяные); *3* — габбро; *4* — измененные габбро-диабазы, диабаз-порфириты; *5* — ультраосновные породы (гарцбургиты, лерцолиты, плагиоклазовые, гранатизированные перидотиты); *6* — пироповые эклогиты (эклогиты I типа); *7* — альмандиновые порфировидные эклогиты (эклогиты II типа); *8* — амфиболизированные эклогиты

образные хромсодержащие омфациты (содержат до 1,20% Cr_2O_3 и 3—3,7% N_2O), дистен, буро-зеленая роговая обманка (каринтин), вторичные амфиболы, замещающие каринтин, слюда, цоизит.

Таблица 16

Средние компонентные составы гранатов из пород района Слюдяной Горки (Удовкина, 1971)

Порода	Число анализов	Содержания гранатов, мол. %			f, %
		пироп	альмандин, гроссуляр+ +спессартин+андрадит		
Ультраосновные породы					
Гранатизированные перидотиты	5	50,2±2,2*	31,1±1	18,7±2,7	38,3±0,3
Друзит-эклогиты	3	50,1±1	31,3±1,1	17,7±1,5	37,7±1,1
Амфибол-гранатовые породы	3	52,3±1,2	28,7±2,9	19,1±1	36,3±2,3
Эклогиты I типа					
Каринтиновые эклогиты	5	44,5±6,2	37,3±4,9	18,3±1,5	45,7±6,6
Дистеновые эклогиты	5	41,7±6,2	34,5±5,9	23,8±1,4	45±7
Цоизит-дистеновые эклогиты	5	48,4±7,2	30,7±7,5	20,9±2	38,5±8,8
Цоизит-гранатовые породы	3	42±10	40,3±11,5	17,7±1,5	54±17,3
Мелкозернистые эклогиты из жилоподобных тел в перидотитах	3	37,3±8,3	38±2	24,7±9,6	52,7±9,3
Эклогиты II типа					
Альмандиновые эклогиты	6	25,1±5,5	53,4±6,4	21,5±7,2	68,2±7,1
Биметасоматические альмандиновые эклогиты	4	25,6±3,9	44,9±3,8	29,5±5,5	63,2±4

* Стандартные отклонения.

Тесная связь этих эклогитов с гипербазитами подтверждается особенностями состава их минералов, в частности пониженной желези-

стостью гранатов и, что наиболее характерно, примесью Cr_2O_3 даже в дистенах (Ng до 1,750), аналогично гроспидитам (Sobolev et al., 1968).

Альмандиновые эклогиты встречаются чаще. Они развиты в районе хр. Марун-Кеу и к северу от него среди гнейсов, мигматитов и амфиболитов. Как и в других гнейсовых толщах, они образуют пластовые тела, будины и линзы длиной от 1 до 300 *м* и мощностью до 100 *м*. По мнению Н. Г. Удовкиной, эклогиты образовались за счет габбро-диабазов и диабазовых порфиритов о чем свидетельствуют следующие факты: 1) непосредственные переходы диабаз-порфиритов в эклогиты в районе южной части Слюдяной Горки; 2) сходное положение и форма тел альмандиновых эклогитов и габбро-диабазов, реликтовые тела которых встречены в северной части хр. Марун-Кеу.

Как правило, это порфировидные породы с крупными порфиробластами темно-зеленой роговой обманки, зеленым и темно-зеленым омфацитом (без хрома, но с эгириновым компонентом), содержащим около 5,4% N_2O (35% жадеита), красным железистым гранатом (f от 45 до 81%, кальциевостью 5—30%, см. табл. 16). Каринтин, дистен и фуксит здесь не встречаются, цоизит — эпидот редки и носят характер вторичных минералов. В наиболее богатых рутилом эклогитах минералы более железистые (f граната до 81%).

Кроме обычных (метаморфических) альмандиновых эклогитов, Н. Г. Удовкина выделяет также биметасоматические альмандиновые эклогиты, образующиеся на контакте основных или ультраосновных и кварц-плагиоклазовых пород. В таких случаях возникают зональные оторочки следующего строения: 1) ультраосновная порода; 2) оторочка каринтин±гранат (3—4 *см*); 3) «эклогитовая» оторочка омфацит± ±гранат±кварц (0,5—3 *см*); 4) гранатовая оторочка гранат±кварц (0,2—6 *см*); 5) «плагиогранит» или «плагиогнейс», кислый плагиоклаз+ +кварц+гранат±слюда.

По составу минералов оторочки 2—4 близки к обычным альмандиновым эклогитам (см. табл. 16), однако они отличаются от них более высокой кальциевостью гранатов (24—35%) и содержанием Na_2O в пироксенах (5,4—6,7%). Приведенные данные позволяют согласиться с биметасоматическим происхождением таких оторочек и отметить сходство указанной зональности с зональностью, возникающей в друзитах при псевдоморфном замещении плагиоклаза. Такая аналогия и малая мощность оторочек подтверждают диффузионный характер замещения.

К редкому типу принадлежат породы, содержащие альмандин-гроссуляровый гранат. Н. Г. Удовкина относит их к гранитоидам. В описанном двуслюдяном «плагиогнейсе» присутствует гранат с f=95% и кальциевостью 58,5%. Такие гранаты и аналогичные кальциевые породы обнаружены во многих эклогитсодержащих комплексах, в частности в кокчетавском, максютовском и в эклогитах Аляски; их образование, вероятнее всего, связано с повышенными давлениями.

В заключение отметим, что в марун-кеуском комплексе выделяются два разных типа эклогитов: 1) связанные с гипербазитами и оливиновыми габбро; 2) с габбро-диабазами. В обоих типах зафиксированы сложные соотношения пород, свидетельствующие о многоэтапном характере процесса эклогитообразования.

Уфалейский массив расположен в районе г. Уфалея к западу от г. Кыштыма и протягивается вдоль Главного Уральского разлома, где наблюдаются породы высоких давлений — эклогиты (рис. 43). Раньше Уфалейский массив считали гранитной интрузией, но в последние годы доказано, что он сложен метаморфическими породами и имеет двухъярусное строение (Кейльман, 1963, 1969). Эклогиты в Уфалейском массиве обнаружены совсем недавно (Виноградская, 1964). Новые

находки эклогитов сделаны Н. Л. Добрецовым и Н. В. Соболевым в 1967 г.

В массиве выделяются нижняя и верхняя основные серии. Нижняя, или уфалейская (Кейльман, 1963), представлена различными гней-

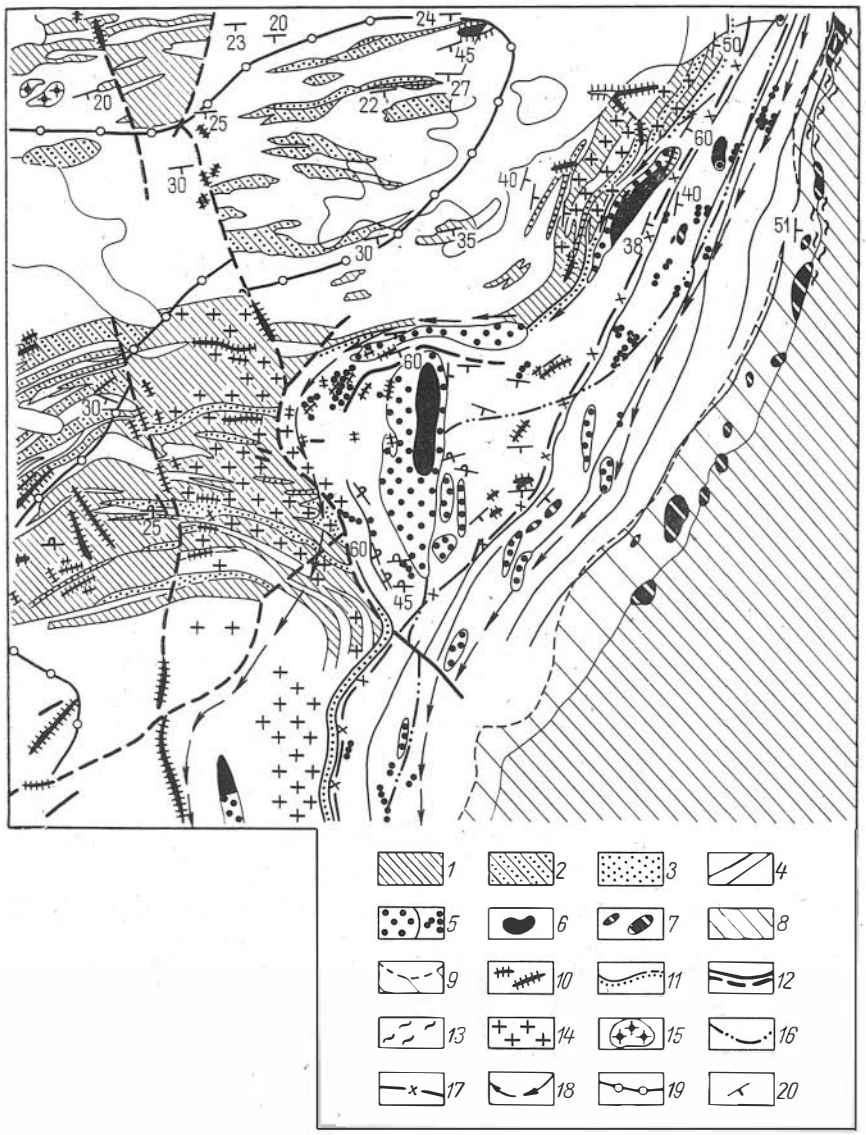


Рис. 43. Геологическая схема юго-восточной части Уфалейского массива (по данным Е. П. Мельникова и др., с добавлениями авторов)

Уфалейская серия: *1* — амфиболиты с гранатом, *2* — безгранатовые амфиболиты, *3* — кварциты; мигматиты и плагиогнейсы: *4* — куртинская свита с маркирующими горизонтами графитовых сланцев; *5* — тела цоизит-гранатовых амфиболитов; *6* — эклогиты; *7* — гипербазиты; *8* — зеленокаменные толщи Магнитогорского синклинория; *9* — зеленосланцевый диафторез в куртинской свите; *10* — дайки гранитоидов. Контакты: *11* — стратиграфические, *12* — тектонические, *13* — зона милонитов, *14* — зоны интенсивной мигматизации, *15* — гранат-пироксеновые амфиболиты. Изограды: *16* — граница альбитовых жил и пегматитов, *17* — ставролита; границы распространения: *18* — цоизитовых амфиболитов, *19* — безгранатовых амфиболитов; *20* — элементы залегания

сами и амфиболитами с подчиненными прослоями графитистых и слюдяных кварцито-сланцев, причем амфиболиты составляют не менее половины толщи. Присутствие дистена позволяет отнести эту серию

к дистен-гнейсовой фации. Верхняя серия метаморфических сланцев обрамления, называемая куртинской свитой, условно относится к нижнему ордовику или рифею и сложена в основном гранат-слюдяными сланцами с дистеном и кварцитами; она принадлежит дистен-сланцевой фации.

Эклогиты в Уфалейском массиве сохраняются только в виде реликтов в цоизит-гранатовых амфиболитах. На горах Беркут и Бзялина эклогитовые тела располагаются в гранито-гнейсах уфалейской серии, а остальные тела — в гранат-слюдяных сланцах куртинской свиты. Как по условиям залегания, так и по структурно-текстурным признакам выделяются два типа эклогитов:

1) с крупным идиоморфным гранатом и мелкозернистым призматическим агрегатом омфацита. В них иногда заметна микрополосчатость, подчеркиваемая вторичными минералами. Этот тип эклогитов характерен для участка г. Острой. Они залегают в сланцах куртинской свиты, характеризуются повышенным содержанием граната, высокой железистостью и пониженным содержанием Na_2O;

2) с мелкими зернами граната, располагающимися цепочками и иногда отчетливо обрисовывающими прямоугольные ячейки, в центре которых находится агрегат и отдельные крупные зерна пироксенов. Эта структура напоминает рисунок, который возникает при эклогитизации габбро и габбро-диабазов, описанный для участка Энбек-Берлык в Кокчетавском массиве (Добрецов, Соболев, 1970). Данный тип эклогитов, залегающих в гнейсах, характерен для гор Бзялины и Беркут. Ко второму типу эклогитов близки также эклогиты района озера Б. Агордяш; они, по А. П. Казаку, представляют собой мелкозернистую породу с полосами омфацита.

Состав эклогитов первого типа ($f_{общ}$=57—65%) близок к высокожелезистым эклогитам Актюзского района и наиболее железистой разновидности эклогитов Кокчетавского массива. Эклогиты второго типа характеризуются пониженными железистостью (f=51—55%) и содержанием Al_2O_3, и повышенным Na_2O ввиду преобладания омфацита. Усредненный состав обоих типов эклогитов приближается к рутиловым (железистым) эклогитам максютовского комплекса.

Гранаты обоих типов эклогитов сходны по железистости (f=77—82%) и содержанию CaO (8,3—9,0%); в пироксенах — высокое содержание Na_2O (6,86—5,4%) с некоторым понижением (4,8—5,4%) во втором типе эклогитов. Основные же отличия эклогитов состоят в количественном соотношении граната и пироксена.

Следует подчеркнуть, что все изученные эклогиты являются реликтами в гранатовых и цоизит-гранатовых амфиболитах, а не новообразованиями, как считали Г. М. Виноградская (1964) и А. П. Казак. В них повсеместно наблюдается более позднее развитие роговой обманки в виде крупных порфиробласт, полос и целых жил в массе эклогитов. Кроме этих фактов, наиболее убедительным является более позднее замещение омфацита симплектитом роговой обманки и плагиоклаза.

Заканчивая характеристику эклогитов из сланцево-гнейсовых комплексов на территории СССР, следует остановиться на находке эклогитов на **Северном Кавказе**. Здесь, в бассейне р. Б. Лабы эклогиты обнаружены в виде пластообразного тела среди кристаллических сланцев, гнейсов и метаамфиболитов (Афанасьев и др., 1969; Татришвили, 1970). Упоминаются также находки эклогитов и в бассейне р. М. Лабы.

По особенностям химического состава (2,20% TiO_2; 13,60% Al_2O_3; 6,6% MgO; 4,14% N_2O) эти эклогиты сопоставимы с некоторыми эклогитами сланцево-гнейсовых комплексов (Актюз, Арморикансий мас-

сив), а также с эклогитами глаукофан-сланцевых толщ. В составе эклогита до 7% рутила, гранат с железистостью 65%. В пироксене 6,37% Na_2O и 6,02% Fe_2O_3.

§ 21. ЭКЛОГИТЫ СЛАНЦЕВО-ГНЕЙСОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЕВРОПЫ И ДРУГИХ КОНТИНЕНТОВ

Многочисленные области развития эклогитов в гнейсовых комплексах Европы, имеющих сложное строение и историю метаморфизма, относятся к основаниям «срединных массивов» в складчатых областях допалеозойского или палеозойского возраста. Наиболее крупной структурной единицей такого типа является Чешский массив в Центральной Европе, а также тесно связанные с ним гнейсовые комплексы Мюнхбергского массива (ФРГ) и Восточных Судет (Польша). Кроме этих массивов здесь мы рассмотрим также эклогиты Центрального и Армориканского массивов Франции, массива Иберийская Месета Испании и Португалии. Приведем характеристику эклогитов каледонид севера Европы, в том числе Южной Норвегии, Шотландии, Гренландии и Шпицбергена. Наконец, опишем примеры нахождения эклогитов в ряде метаморфических комплексов Альп. Практически во всех указанных районах вмещающие породы представлены дистен-гнейсовой и частично дистен-сланцевой фациями.

Что касается других континентов, то единичные упоминания об эклогитах в сходной геологической обстановке известны в Африке, в Индии, Австралии и Северной Америке.

Следует подчеркнуть, что в целом ряде гнейсовых комплексов с эклогитами тесно ассоциируют пироповые перидотиты. Известны также жилоподобные образования и линзовидные тела эклогитов в пироповых и безгранатовых перидотитах. Указанные образования наиболее широко распространены в Чешском массиве, Норвегии, а также в Северной Испании. Характеристика пироповых гипербазитов и связанных с ними эклогитов приведена в начале каждого описания.

Чешский массив. В пределах Чешского массива на территории ГДР, Чехословакии и Австрии известны многочисленные линзовидные тела пироповых перидотитов, приуроченные во всех известных случаях к наиболее древней части комплекса кристаллических пород Молданубикума, к так называемой гранулитовой формации (Fiala, 1965, 1966; Rost, Grigel, 1969). Пироповые перидотиты обнаружены как в виде мелких изолированных включений в гранулитах, размером от 50×75 *см*, так и в виде тел, достигающих первых сот метров (Fiala, 1966).

Исследование перидотитов и их минералов и обобщение имеющихся литературных данных по 33 известным проявлениям пироповых перидотитов (Rost, Grigel, 1969) показали, что степень их серпентинизации различна. Здесь встречаются как почти свежие породы (включение в гранулитах около Склене), содержащие около 10% серпентина (Fiala, 1966), так почти полностью серпентинизированные разности. В последние годы доказано повсеместное распространение пироповых перидотитов в гранулитовой формации под плащом осадочных отложений. Так, ксенолиты этих пород известны в миоценовых брекчиевых трубках Чешского среднегорья, и пробуренная в районе трубки «Лингорка» скважина на глубине около 200 *м* в толще основания встретила тело пироповых перидотитов мощностью более 200 *м*.

Эти породы характеризуются массивной текстурой и порфировидной структурой, обусловленной наличием вкрапленников граната, всегда окруженных келифитовой каймой. Основная масса породы сложена оливином. Во всех случаях фиксируется лерцолитовый парагенезис.

Таблица 17

Химический состав минералов (вес. %) пироповых перидотитов Чешского массива (Rost, Grigel, 1969) n—число анализов; $\bar{x}$—среднее содержание

Компоненты	Гранат ($n = 49$)			Диопсид ($n = 26$)			Энстатит ($n=18$)			Оливин ($n = 15$)		
	min	$\bar{x}$	max	min	$\bar{x}$	max	min	$\bar{x}$	max	min	$\bar{x}$	max
TiO_2	—	—	—	0,14	0,22	0,36	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	17,5	—	24,0	1,5	3,85	7,1	0,8	1,42	3,3	—	—	—
Cr_2O_3	0,55	—	8,0	0,07	0,86	1,1	0,08	0,19	0,5	—	—	—
FeO	—	—	—	1,9	2,77	3,6	5,4	6,43	8,1	7,9	9,12	10,8
MnO	—	—	—	0,04	0,10	0,18	0,08	0,14	0,33	0,11	0,17	0,30
CaO	3,86	—	7,2				0,3	0,76	1,8	—	—	—
NiO	—	—	—	0,02	0,03	0,09	0,04	0,066	0,12	0,24	0,39	0,56

Минеральный состав пород отличается широкими колебаниями содержания хрома в гранатах (табл. 17), которые впервые были установлены в одном теле перидотитов, пройденном скважиной Т-7 и в отдельно взятых образцах (Fiala, 1965). При этом была выявлена важная закономерность обратной связи содержания Al_2O_3 в породе и Cr_2O_3 в гранате и, следовательно, отрицательная корреляция между содержанием граната в породе и хромистостью граната (Fiala, 1965). В теле перидотитов установлены многочисленные зоны в виде полосчатых обособлений, содержащих различно окрашенный гранат. Общее содержание хрома в породе при этом не меняется, изменяется только отношение Cr : Al. В перидотите, вскрытом скважиной Т-7, на основании 31 анализа гранатов определены колебания содержаний Cr_2O_3 от 0,80 до 8,00%. Гранаты разной хромистости встречены почти в 70% изученных перидотитовых тел (Австрия, Кляйнпехларн) с довольно широкими колебаниями содержания Cr_2O_3 в отдельных телах (0,6—7,6%; 20 анализов; Rost, Grigel, 1969). С повышением хромистости в гранатах наблюдается тенденция к повышению содержания CaO, так же как и в гранатах из перидотитов кимберлитовых трубок (Соболев и др., 1969). Железистость гранатов колеблется от 18 до 20%. Значительный интерес представляет зональность гранатов чешских перидотитов, проявляющаяся в повышении содержания железа от центра зерен к периферии, на 4—5% относительных (Fediukova, устное сообщение).

Результаты спектрохимических анализов пироксенов из пироповых перидотитов позволяют более определенно судить об особенностях распределения некоторых элементов (см. табл. 17). Прежде всего это относится к содержанию Al_2O_3, которое, судя по средним цифрам ($\bar{x}$) табл. 17, в полтора раза выше подсчитанного на основании 15 химических анализов среднего типа пироксенов из пироповых перидотитов земной коры. Учитывая низкую примесь Al_{IV}, можно предположить, и повышение среднего содержания Na_2O в пироксенах перидотитов Чешского массива с довольно широкими колебаниями ($\bar{x}=2$—2,5%, с максимальным содержанием около 3,5—4,0%). В пользу такого заключения может служить сопоставление составов пироксена из перидотита Цеблитц с содержанием $Al_2O_3=4,5\%$ (Rost, Grigel, 1969) и пироксена из полосчатого эклогитового обособления в том же перидотите, содержащего пироп, аналогичный перидотитовому (см. табл. 13). Пироксен этого эклогита содержит Al_2O_3 — 5,05% и Na_2O — 3,04%. Для энстатитов содержание Al_2O_3 не выходит за рамки ранее установленных величин (O'Hara, Mercy, 1963; Н. Соболев, 1964). Судя по повышенной примеси CaO в этих энстатитах (см. табл. 17) можно допустить, что в них содержится некоторая механическая примесь диопсида, учет которой должен понизить содержание Al_2O_3, примерно, на 0,2—0,3%.

Значительный интерес представляют келифитовые каймы, повсеместно развивающиеся вокруг граната в перидотитах, независимо от степени изменения породы — в свежих и полностью серпентинизированных образцах. Состав этих кайм из перидотитов данного региона был детально исследован уже давно (Mrha, 1900), причем был показан их реакционный характер за счет реакции: пироп + оливин = = шпинель + пироксен.

При исследовании свежей каймы вокруг пиропов из перидотитов Кржемже Чешского массива (Соболев, Лодочникова, 1962), наряду с хромшпинелидами, энстатитом и диопсидом в ее составе обнаружен магнезиальный амфибол и установлено постоянное присутствие оторочек энстатита вокруг келифитизированного граната. Было подтверждено, что весовой химический состав каймы отвечает сумме составов граната и оливина и предположено, что приведенная выше реакция осуществлялась в результате расплавления на границе зерен граната и оливина при понижении давления. Эти данные, а также результаты более поздних исследований (Fiala, 1965, 1966; Михайлов, Ровша, 1965) показали обратимый характер реакции гранатизации. Такой вывод хорошо согласуется с характером упомянутой выше зональности пиропов.

Переходя к характеристике эклогитов, кратко остановимся на особенностях состава минералов эклогитовых прослоев из пироповых перидотитов. Такие прослои в виде полос различной мощности (от нескольких миллиметров до метров) или в виде линз известны во многих пироповых перидотитах. Многократно повторяющиеся прослои мощностью от 5 до 30 см образуют птигматитовые складки в перидотитах возле Цеблитц (ГДР). Гранат этих эклогитов — пироп с $f = 21\%$ и кальциевостью 9,8% аналогичен гранату вмещающих перидотитов, они отличаются лишь отсутствием хрома, а в пироксене содержится повышенная примесь натрия (см. табл. 13). В других примерах (Kappel, 1967) фиксируется повышение железистости и кальциевости, соответственно, $f = 26$ и 30%; Ca-компонента 21,5 и 23,5%. Состав таких эклогитов близок к пикритам.

Более широкие колебания состава гранатов характерны для линз эклогитов в безгранатовых серпентинитах или в их приконтактовых частях (Dudek, 1971). В одних случаях, например в магнезиальном гранате из гранулитовых гор (Hentschel, 1937) с железистостью 31% и кальциевостью 14,6%, содержатся ориентированные вростки граната в клинопироксене, развивающиеся, вероятно, за счет замещения структур распада пироксена (В. Соболев, Н. Соболев, 1964). В других случаях — железистость и особенно кальциевость гранатов существенно повышены ($f = 53$—65%, Ca-компонента 14,6) и гранаты практически не отличаются от гранатов из эклогитов и их амфиболизированных разностей в гнейсах (Lange, 1965; Dudek, 1971). В гранатах из эклогитов в гнейсах $f = 50$—67% и Ca-компонента 16—27%. Составы эклогитов в серпентинитах и гнейсах также довольно близки (см. табл. 14, 15).

Что касается генезиса эклогитов, связанных с пиропоповыми перидотитами Чешского массива, то их магматический характер вряд ли может вызвать сомнение. Не исключено, что все эклогиты, связанные с серпентинитами, а может быть и часть эклогитов из гнейсов, представляют собой магматические продукты кристаллизации единой серии составов, связанных с гипербазитами.

Мюнхбергский гнейсовый массив, расположенный в северо-восточной части Баварии (ФРГ), сложен гнейсами, основными и ультраосновными породами, в том числе эклогитами (рис. 44). С юга массив окаймлен зоной амфиболитов, с севера, северо-запада и запада — зо-

ной сланцев, с юго-востока и востока — зоной празинитов и филлитов (Marshall, 1960).

Кристаллические породы массива подразделяются на нижнюю и верхнюю серии. Нижнюю серию называют «кислой гнейсовой серией», она сложена мусковит-биотит-гранатовыми гнейсами, метаморфизованными «роговиками», графитовыми сланцами, т. е. в целом метамор-

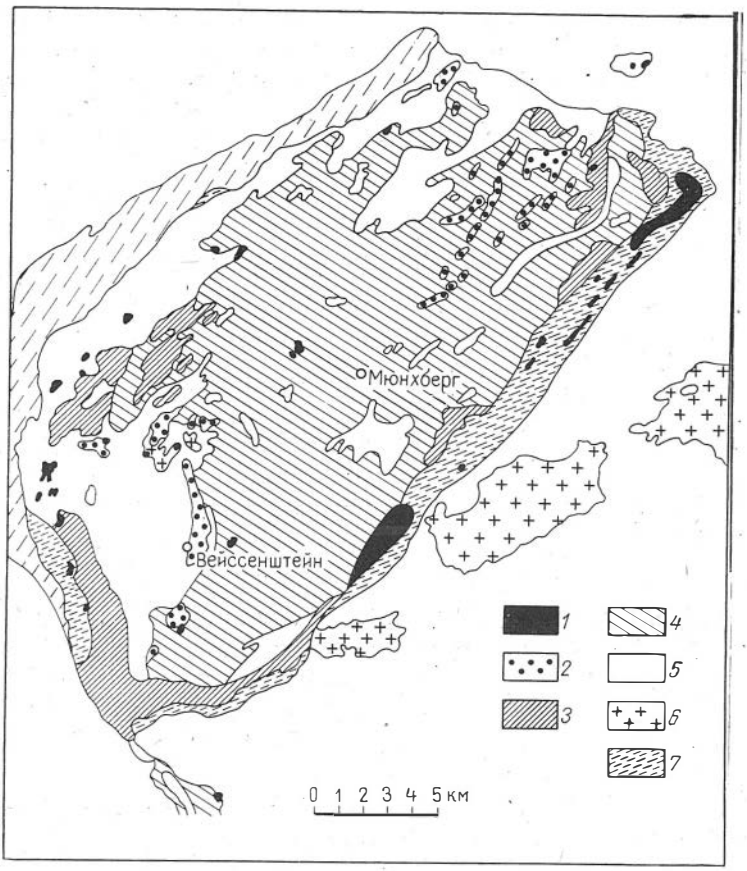


Рис. 44. Схема геологического строения Мюнхбергского гнейсового массива (Marshall, 1960)

1 — серпентиниты; *2* — эклогиты; *3* — амфиболиты; *4* — роговообманковые гнейсы; *5* — гнейсы; *6* — граниты; *7* — празиниты—филлиты—зеленые сланцы

физованными пелитовыми породами. Верхняя серия состоит преимущественно из полосчатых роговообманковых гнейсов и амфиболитов. Среди пород этой серии встречены реликты измененных граувакков и мраморизованных известняков, а также метаморфизованных изверженных пород, в частности туфов и диабазов.

В составе массива в обеих сериях имеются линзы габбро, амфиболитов и серпентинитов. Эклогиты приурочены к породам как верхней, так и нижней серии, и так же, как габбро и серпентиниты, имеют линзовидный облик, располагаясь согласно общему простиранию гнейсовой толщи. Все многочисленные выходы эклогитов приурочены к гнейсовой зоне, а часть серпентинитов — к окаймляющей массив зоне празинитов и филлитов. Среди эклогитов и их амфиболитизированных разностей, вплоть до гранатовых амфиболитов, различаются бездистеновые породы и дистенсодержащие. В составе свежих эклогитов отме-

чены кварц, роговая обманка и в некоторых образцах — белая слюда и цоизит.

Если в течение длительного времени сведения об особенностях состава и минералогии эклогитов Мюнхбергского массива ограничивались данными по отдельным случайным образцам (Tilley, 1936; Wolff, 1942 и др.), то в последние годы проведены их целенаправленные химико-минералогические исследования (Hahn-Weinheimer, 1959; Hahn-Weinheimer, Lücke, 1963; Lücke, 1967). Следует отметить также новые работы, содержащие десятки оригинальных анализов породообразующих минералов эклогитов (Schmidt, 1967; Matthes et al., 1969, 1970). Это позволило выдвинуть эклогиты Мюнхбергского массива в ряд наиболее тщательно изученных эклогитов, приуроченных к метаморфическим комплексам.

Среди 65 изученных эклогитовых тел в 30 обнаружены дистеновые эклогиты (Matthes et al., 1970), причем в ряде тел они отмечены среди обычных двуминеральных эклогитов, в виде прослоев или неправильных выделений. Количественные соотношения граната и пироксена в эклогитах разных типов (с дистеном и без дистена) близки, однако средние составы обеих типов эклогитов для Мюнхбергского массива существенно различаются по содержанию Al_2O_3 и величине железистости в среднем, составляют соответственно 38 и 48%. Средние составы эклогитов разных типов и пределы колебаний в содержании окислов представлены в табл. 18. Эти отличия при равных содержаниях CaO в породах гранатов и пироксенов обусловлены разной средней железистостью гранатов дистеновых и бездистеновых эклогитов, составляющей соответственно 56 и 68%, и присутствием дистена в парагенезисе.

Таблица 18

Минеральный (объем. %) и химический (вес. %) состав эклогитов Мюнхбергского массива и их минералов (Matthes et al., 1970)

***n*—число анализов, $\bar{x}$—среднее содержание**

Минералы и окислы	Дистеновые эклогиты				Эклогиты без дистена			
	min	$\bar{x}$	max	*n*	min	$\bar{x}$	max	*n*
Минеральный состав								
Клинопироксен	14	45	75	59	15	45	71	63
Гранат	8	28	56	68	16	38	61	63
Дистен	±0	6	17	76	—	—	—	
Эклогиты								
Al_2O_3	15,6	18,3	23,2	44	11,5	14,2	15,9	48
Na_2O	1,5	3,0	5,9	34	1,6	3,1	5,3	24
CaO	5,9	10,0	13,7	41	7,5	10,7	12,8	48
MgO	4,1	7,0	11,5	34	4,1	6,8	9,2	24
FeO	3,3	6,8	9,8	»	6,6	10,2	17,5	23
Fe_2O_3	0,1	0,8	1,4	12	0,1	1,2	2,5	10
Клинопироксены								
Al_2O_3	7,8	12,2	16,1	19	9,1	9,7	14,9	52
Na_2O	2,8	5,9	8,3	19	4,5	5,5	8,2	52
CaO	10,5	14,2	19,5	19	10,3	14,6	16,5	52
MgO	5,2	8,7	13,2	19	6,3	8,5	9,5	52
FeO	0,7	1,4	1,8	19	1,4	2,5	4,3	52
Fe_2O_3	0,3	1,1	2,8	19	0,4	2,6	4,1	52
Гранат								
Al_2O_3	21,0	21,7	23,1	16	20,4	20,8	21,6	20
CaO	6,4	7,6	10,9	20	4,6	8,2	11,2	35
MgO	5,2	8,8	12,9	20	4,9	6,3	8,6	35
FeO	14,3	18,9	23,6	20	19,4	22,9	25,0	35
Fe_2O_3	0,4	0,8	1,3	15	0,8	1,3	1,6	29

Широкие колебания состава проанализированных гранатов из эклогитов, относящихся к одному типу и образовавшихся в близких условиях, хорошо иллюстрируют возможные пределы их изменений (рис. 45). Этот пример, как и другие (эклогиты Норвегии, Урала) не укладываются в классификационные рамки состава гранатов из эклогитов разных типов (Smulikowski, 1964; Coleman et al., 1965).

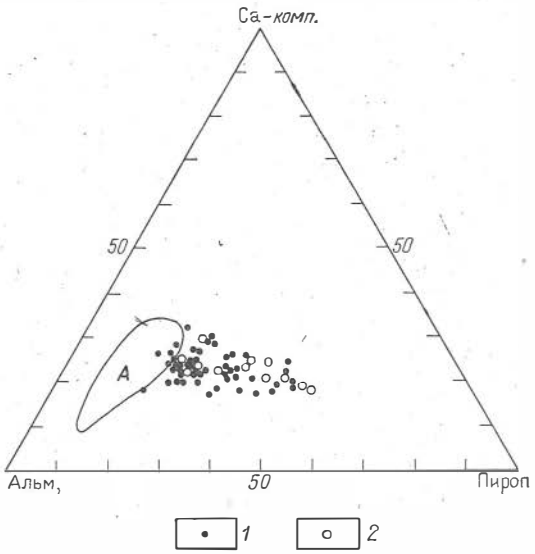


Рис. 45. Особенности состава гранатов Мюнхбергского гнейсового массива

1 — эклогитов; *2* — дистеновых эклогитов; *A* — область состава гранатов из апоэклогитовых амфиболитов

При сопоставлении состава гранатов из эклогитов и амфиболитов массива (см. рис. 45) можно сделать вывод об их тенденции к повышению железистости и в ряде случаев к понижению кальциевости при диафторезе. Однако в некоторых случаях по составу гранатов можно выделить амфиболиты, явно образовавшиеся за счет эклогитов с полностью унаследованным составом граната с низкой железистостью (f=45% и Са-компонента 21%).

В гранатах из эклогитов массива отмечена тенденция к понижению железистости во внешней зоне (Wolff, 1942; Lücke, 1967; Evans, 1966). Наиболее четко такая зональность наблюдается в гранате из Зильбербах (Wolff, 1942) с железистостью центральной зоны 49% и внешней 38% при равной кальциевости. Такой тип зональности может быть обусловлен многими причинами: либо понижением температуры при постоянном давлении, либо повышением давления при постоянной температуре и т. п.

Для клинопироксенов из эклогитов Мюнхбергского массива зафиксированы очень широкие колебания состава в разных типах эклогитов (см. табл. 18), в частности содержание Na_2O в них доходит до 8,3% (57% жадеита).

Что касается происхождения эклогитов, то наиболее вероятными первичными составами могут считаться базит-гипербазитовые. Об этом свидетельствует обогащение хромом целого ряда образцов, которые содержат Cr_2O_3 в пироксенах до 0,5% и в дистенах до 0,4%. Такие и более богатые хромом составы встречаются в дистеновых эклогитах аналогичного типа на Полярном Урале (Удовкина, 1971). В пользу связи эклогитов с ультраосновными породами свидетельствуют и результаты изучения изотопного состава свинца эклогитов массива (Marshall, 1960). Недостаточно обоснованным можно считать мнение о метаосадочном происхождении этих эклогитов, основанное на сходстве изотопного состава углерода из графита эклогитов и вмещающих

пород (Hahn-Weinheimer, 1959), так как приведенные данные не противоречат и сходству с другими типами пород.

Восточные Судеты. Эклогиты широко распространены в метаморфическом комплексе Снежницких Гор (Польша), относящемся к фации дистеновых гнейсов. Они детально изучены К. Смуликовским (Smulikowski, $1960_{1,2}$, 1964, 1967), а также Н. Бакун-Чубаровой (Bakun-Czubarow, 1968, 1971; Бакун-Чубарова, 1970). В результате исследований получены детальные данные по петрографии, минералогии и геохимии эклогитов и обсуждены вопросы их генезиса.

Эклогиты присутствуют в виде линзообразных тел различных размеров в гнейсовой толще. К наиболее крупным относится линза длиной около 200 *м* и мощностью около 15 *м* (Нова Весь). Метаморфические породы комплекса отнесены к докембрию и претерпели более поздний диафторез. Так, данные определения K-Ar методом для гнейсов по биотиту показали 382 млн. лет, фенгита из эклогитов 384 млн. лет, что свидетельствует о приблизительно девонском возрасте диафтореза (Bakun-Czubarow, 1968). Аналогичные данные получены по слюдам из эклогитов Полярного Урала и Норвегии.

Эклогиты Снежницкого массива подразделены на три серии (Smulikowski, 1967): 1) нормальные бесплагиоклазовые эклогиты; 2) каринтиновые эклогиты; 3) эклогит-гранулитовые (олигоклазсодержащие). По текстурно-структурным особенностям среди них выделены восемь петрографических типов. Большинство эклогитов относится к первой серии, среди них выделены мелкозернистые эклогиты (тип B), в том числе с переменной текстурой (типы C и D). К типу E отнесены неравномернозернистые эклогиты без дистена и кварца. Для типа A характерна порфиробластовая структура, за счет более поздних выделений каринтина. Такие минералы, как дистен и кварц, обычны в эклогитах типа C, менее характерны для типа Д. Эклогиты типа E содержат даже ильменит и наиболее богаты титаном. Эклогиты второй серии содержат дистен, цоизит и, так же как и большинство эклогитов первой серии, светлую слюду. Третья серия — это тонкие прослои мелкозернистых эклогитоподобных пород, отождествляющихся К. Смуликовским с эклогитами, в которых постоянно присутствуют олигоклаз, кварц, биотит, иногда микропертит.

Химический состав эклогитов характеризуется значительным разнообразием. Часть эклогитов по составу соответствует оливиновым габбро, характеризуясь железистостью 30—35% и повышенной примесью Al_2O_3, часть же — габбро-диабазам. В этом отношении наблюдается аналогия с эклогитами Полярного Урала.

Очень интересные данные получены в результате детального изучения эклогитов крупной линзы с жилообразными выделениями вторичных амфиболитов около Нова Весь (Bakun-Czubarow, 1968). На основании особенностей структуры и состава гранатов здесь выделены внутренняя часть тела (тип I), его внешняя часть (тип IIa) и приконтактовая с гнейсами (тип IIб). Химический состав первых двух типов значительно различается по железистости (табл. 19), фиксируя первичную неоднородность пород. Следует подчеркнуть, что эта особенность подтверждается и составами соответствующих вторичных амфиболитов (см. табл. 19), а это свидетельствует о практически изохимическом характере данного типа диафтореза.

Наряду с некоторыми различиями химизма очень показательна разница и в составе минералов, особенно в гранатах из эклогитов линзы. Гранаты типов I и II различаются не только по величине *N* (соответственно 1,753—1,761 и 1,756—1,766), но и по особенностям состава (табл. 20). На примере состава гранатов как наиболее железистых минералов эклогитов отчетливо видна тенденция повышения железистости к периферическим зонам линзы со значимыми различиями

Таблица 19

Химический состав (%) эклогитов и амфиболитов из эклогитовой линзы (Снежницкий массив, Нова Весь; Bakun-Czubarow, 1968) числитель—средние содержания, вес. %, знаменатель—стандартные отклонения

Породы	Типы	Число анализов	SiO_2*	Al_2O_3	$FeO_{общ}$	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	f, %
Эклогиты	I	25	48,22	16,31	10,23 0,67	12,70 0,78	9,93 0,69	2,39 0,30	0,22 0,14	30,9
	IIа	27	49,08	18,24	9,55 0,98	9,61 0,68	10,65 0,55	2,47 0,18	0,40 0,18	36,0
	IIб	16	48,02	21,17	8,99 1,08	8,32 0,80	10,29 0,71	2,61 0,23	0,60 0,19	37,9
	II общ.	43	48,90	19,09	9,37 1,04	9,18 0,93	10,50 0,64	2,50 0,20	0,46 0,22	36,1
	I+II	68	49,04	17,54	9,71 1,01	10,59 1,93	10,28 0,71	2,46 0,24	0,36 0,22	33,8
Амфиболиты	I	20	—	—	10,26 0,81	11,97 0,90	9,38 0,67	2,12 0,20	0,55 0,11	32,5
	IIа	16	—	—	9,31 0,81	10,03 0,93	9,63 0,68	2,17 0,36	1,13 0,55	34,8
	IIб	14	—	—	8,63 1,04	8,09 0,93	9,02 1,19	2,86 0,36	1,18 0,56	37,5
	II общ.	30	—	—	8,80 2,58	9,13 1,33	9,38 0,98	2,50 0,69	1,14 0,55	34,9
	I+II	50	—	—	9,57 1,15	10,24 1,83	9,39 0,88	2,35 0,47	0,90 0,54	34,1

* По разности от 100%.

Таблица 20

Химический состав гранатов и омфацитов из эклогитовой линзы (Снежницкий массив, Нова Весь; Bakun-Czubarow, 1968) числитель—средние содержания, знаменатель—стандартные отклонения

Типы эклогитов	Число анализов	Гранаты, мол. %					Число анализов	Омфациты, вес. %					
		пироп	альмандин	спессартит	Са-компонент	f		Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	$f_{общ}$
I	18	50,7 1,5	34,0 1,9	0,7 0,2	14,7 2,7	40,3 1,6	17	9,46	3,16 0,26	10,96 0,46	15,75 0,64	4,58 0,32	14,0
II общ	32	38,6 4,0	35,5 1,7	0,9 0,1	24,9 2,8	48,0 3,6	19	11,19	3,30 0,31	10,03 0,32	15,82 0,56	4,57 0,14	15,7
IIа	21	41,0 2,2	34,6 1,0	0,9	23,4 1,7	45,8 1,0	15	10,93	3,20 0,29	10,00 0,22	15,95 0,39	4,52 0,27	15,7
IIб	11	34,1 2,4	37,2 1,1	0,9 0,1	27,8 2,2	52,0 2,1	4	11,59	3,54 0,29	9,62 0,38	15,62 0,77	4,67 0,14	17,1
I+II	50	43,0 6,7	35,0 1,8	0,8 0,1	21,2 5,3	45,2 4,8	36	10,07	3,20 0,29	10,49 0,68	15,79 0,59	4,56 0,22	14,8

для типов I, IIа и IIб. Наряду с повышением железистости гранаты периферических зон (тип II) характеризуются более высокой кальциевостью и образуют самостоятельное поле на диаграмме состава гранатов снежницких эклогитов (рис. 46).

Тенденция повышения железистости фиксируется и в ассоциирующих с гранатами пироксенах. Интерес представляет постоянство содержания Na_2O в пироксенах обоих типов эклогитов (см. табл. 20), на-

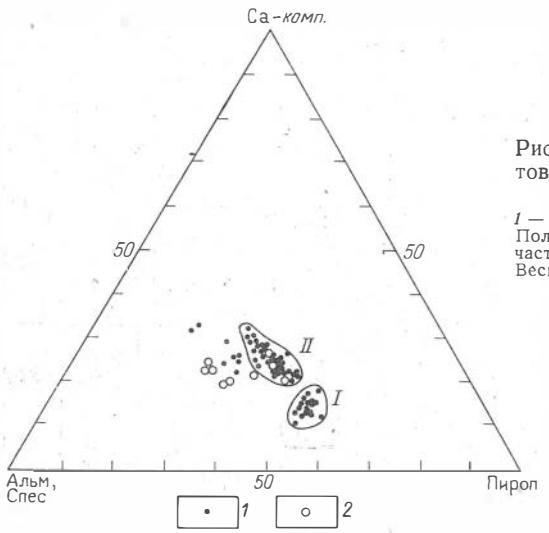


Рис. 46. Особенности состава гранатов Снежницкого массива, Восточные Судеты

1 — эклогитов; *2* — дистеновых эклогитов Поля состава гранатов: *I* — центральной части эклогитовой линзы в районе Нова-Весь; *II* — периферической части той же линзы

ряду с постоянством его содержания в породах, свидетельствующее об отсутствии закономерных связей между железистостью граната и содержанием Na_2O в пироксене. В пироксенах эклогитов Новой Веси содержание Na_2O одинаково не только в парагенезисе с гранатами разной железистости, но и в эклогитах с дистеном и без дистена. Аналогичная закономерность отмечена и для эклогитов Мюнхбергского массива (см. табл. 18).

Как отмечено выше, интервал железистости гранатов из эклогитовой линзы Нова Веси весьма широк — от 38 до 55% (см. рис. 46). Еще более железистыми являются гранаты из эклогитов второй серии, выделяемой К. Смуликовским, в том числе дистенсодержащих. И наконец, наиболее железистые гранаты ($f=70\%$) зафиксированы в богатых титаном (до 4,60 TiO_2) эклогитах с ильменитом (Smulikowski, 1967; Bakun-Czubarow, 1971), для которых в качестве исходных составов предполагаются лампрофиры камптонитового типа. В этих эклогитах омфацит замещен клинопироксен-плагиоклазовым симплектитом, анализ которого удовлетворительно пересчитывается на состав омфацита, содержащего 3,55% Na_2O.

Таким образом, следует подчеркнуть, что особенности как состава самих эклогитов, так и их минералов свидетельствуют о сходстве всей эклогитовой серии Снежницкого массива с эклогитами Полярного Урала и Мюнхбергского массива. Если для комплекса Марун-Кеу на Полярном Урале тесная связь эклогитов с гипербазитами и габбродиабазами не вызывает никакого сомнения, то для указанных комплексов высказывались точки зрения о происхождении эклогитов за счет осадочных пород. Аргументом для такой точки зрения на происхождение эклогитов Восточных Судет (Smulikowski, 1960) послужила находка эклогитоподобных пород с плагиоклазом и натрийсодержащим клинопироксеном в виде согласных прослоев в гнейсовой (гра-

нулитовой) толще (Kozlowski, 1958). Гранат этой породы довольно богат альмандином ($f=69\%$), однако пироксен (в присутствии плагиоклаза) содержит 3,6% Na_2O, являясь типичным омфацитом. Однако более детальное рассмотрение особенностей состава граната и довольно железистого пироксена этого образца ($f=30\%$) показывает, что величина $K_D^f=0{,}18$ для пары минералов выше, чем для пар остальных эклогитов Снежницкого массива, даже тех, которые содержат гранат и пироксен сходного состава. Это различие является еще более четким для граната и пироксена другого образца аналогичных пород. Составы (Бакун-Чубарова, устное сообщение) граната с $f=62\%$ и содержанием $CaO=8{,}49\%$ и пироксена с содержанием $Na_2O=5{,}11\%$, казалось бы, еще более близки к составу минералов типичных эклогитов массива, однако величина $K_D^f=0{,}27$ намного выше, чем в эклогитах и подтверждает иные условия равновесия этих пород, отличающихся не только от эклогитов Снежницкого массива, но и от эклогитов из гнейсов вообще. Таким образом, нельзя говорить о полном сходстве этих пород и эклогитов.

В пользу происхождения снежницких эклогитов за счет осадочных пород привлекаются также данные о присутствии карбонатов и мусковита в эклогитах (Smulikowski, 1960, 1967). Однако эти минералы, вероятнее всего, носят вторичный характер, на что часто указывает и характер выделения мусковита в секущих жилках и его K-Ar датировка. В то же время по мере детального изучения эклогитов массива и накопления фактического материала довольно убедительно показано, что эклогиты района Нова Весь (Bakun-Czubarow, 1968) и эклогиты с ильменитом г. Черницы (Bakun-Czubarow, 1971) образовались за счет изверженных пород, близких по составу соответствующим породам Полярного Урала.

На территории **Франции** эклогиты описаны в **Центральном Массиве** (Briere, 1921; Chenevoy, 1955; Chenevoy et al., 1969; Velde et al., 1970) среди пород, относящихся к фации дистеновых гнейсов, и в **Арморикансном массиве** (Briere, 1921; Gogne, 1960; Velde, 1970) среди образований дистен-сланцевой фации.

Следует остановиться на гранат-пироксеновых, часто содержащих шпинель жилоподобных образованиях в гипербазитах Пиренеев, в районе Лерц (Lacroix, 1917; Ravier, 1964; Church, 1968). В этих породах, известных под названием «ариежиты», часты явления реакционного развития граната вокруг шпинели. В парагенезисе с магнезиальным гранатом клинопироксен содержит, судя по данным А. Моттана, до 10 единиц жадеита ($f=10\%$) и переменную примесь Al_{IV} (до 0,15 в формуле).

В северной части Центрального массива эклогиты развиты как составная часть массива основных пород Совья к северо-востоку от г. Лимож (Chenevoy, 1955). В массиве выделено три группы пород: 1) эклогиты и амфиболиты; 2) гранатиты и гранатовые амфиболиты с оливином; 3) габбро и гранатовые габбро, причем породы 1 группы преобладают, слагая центральную часть массива. Сложные тела такого типа, известные также в Норвегии и на Полярном Урале, хорошо иллюстрируют связь эклогитов с основными породами. Для этого массива намечается следующая последовательность образования пород: габбро→габбро с гранатом и дистеном→эклогит с дистеном→келифитовый амфиболит→полевошпатовый амфиболит (Chenevoy, 1955).

К югу от г. Лимож, в районе Узерш, недалеко от г. Тюль, эклогиты сохранились в виде реликтов среди амфиболитов, занимающих площадь около 200 $км^2$. Многочисленные тела амфиболитов имеют межпластовый характер среди гнейсов. Крупное тело эклогитов длиной около 3 км известно около пос. Пюи Ферье. Среди амфиболитов из-

вестны пироксен- и гранатсодержащие разности. Во вмещающих гнейсах установлены дистен и силлиманит одновременно, в то время как к северо-востоку эта зона сменяется дистеновой (Velde et al., 1970). Эклогиты содержат довольно железистый гранат (f=65%, Са-компонента 28%) и несут многочисленные признаки диафтореза. Клинопироксен в них представлен омфацитом с 20% жадеита, содержащим до 3,4% Fe_2O_3.

В Арморикансном массиве эклогиты известны в нижнем течении р. Луары, в сложно метаморфизованных толщах с преимущественным развитием дистен-сланцевых пород. Для них характерны широкие колебания состава, что особенно показательно по содержанию MgO (3,4—9,5%) и Na_2O (2,2—5,4%), однако средний состав их близок к эклогитам из гнейсовых комплексов Чешского массива и других районов. Гранаты также характеризуются довольно широкими колебаниями железистости (62—82%) и кальциевости (14—28%). В этом районе известны и еще менее железистые гранаты дистеновых эклогитов (Velde, 1967) с f=51—54%, Са-компонента 25—27%. Пироксен этих эклогитов содержит 4,5—5,0 Na_2O или 30—35% жадеита. В более железистых эклогитах установлены пироксены, содержащие до 8,1% Na_2O (до 50% жадеита).

Таким образом, для обоих кристаллических массивов характерны эклогиты с довольно широкими колебаниями состава, хотя эклогиты, близкие к эклогитам, генетически связанным с гипербазитами, не обнаружены.

На **Пиренейском полуострове** в массиве Иберийская Месета, занимающем западную часть полуострова, выделяются две небольшие по площади зоны предположительно докембрийского возраста (Тектоника Европы, 1964), сложенные метаморфическими породами: зона Ла Корунья в Испании и массив Эвора в северо-восточной части Португалии. Комплекс пород первой зоны, расположенной на западном побережье Галисии, имеет сходство с гранулитовыми комплексами Саксонии и Молданубикума (Den Tex, Vogel, 1962). Среди пород, относимых к дистен-гнейсовой фации, распространены породы с равновесной ассоциацией граната (альм$_{50}$, пир$_{25}$, грос$_{25}$) клинопироксена, плагиоклаза, иногда с гиперстеном — эклогитоподобные породы, встреченные почти исключительно в виде мелких реликтовых тел, среди роговообманково-клиноцоизитовых пород, что подтверждает их первичный характер по отношению к последним.

В зоне Ла Корунья широко развиты ультраосновные породы, в которых установлены полосы, жилы и линзы гранат-шпинелевых пироксенитов (Maascant, 1970). Эти образования, содержащие магнезиальные гранаты (60—65% пиропа) и 13—15% Са-компонента, представляют собой тип, известный в других регионах под названием ариежитов. В большинстве образцов наблюдаются реакционные соотношения граната и зеленой (бесхромовой) шпинели с развитием граната вокруг шпинели. Клинопироксен (один анализ) содержит в формуле 0,16 Al_{IV} и 8% жадеита.

Эклогиты наиболее широко представлены в районе мыса Ортегаль. Они образуют серию вытянутых тел, имеющих приблизительно меридиональное простирание (рис. 47). В довольно узкой полосе локализовано большое количество как крупных, так и мелких эклогитовых тел. Самые крупные, находящиеся в южной части района, достигают длины 3 *км* при мощности до 500 *м*. Как можно судить по характеру распределения эклогитов, мелкие тела могли образоваться за счет будинажа более крупных. По мнению авторов (Den Tex, Vogel, 1962), эклогиты сформировались в результате метаморфизма основных пород. которые, по нашему мнению, представляли собой межпластовые интрузии.

Среди эклогитов выделяются каринтиновые магнезиальные эклогиты, тесно ассоциирующие с оливиновым габбро (Vogel, 1967). Они содержат до 40% амфибола (каринтина) и магнезиальный гранат (f=41%, Са-компонента 21%). Тип эклогита аналогичен таковому, связанному с гипербазитами Полярного Урала.

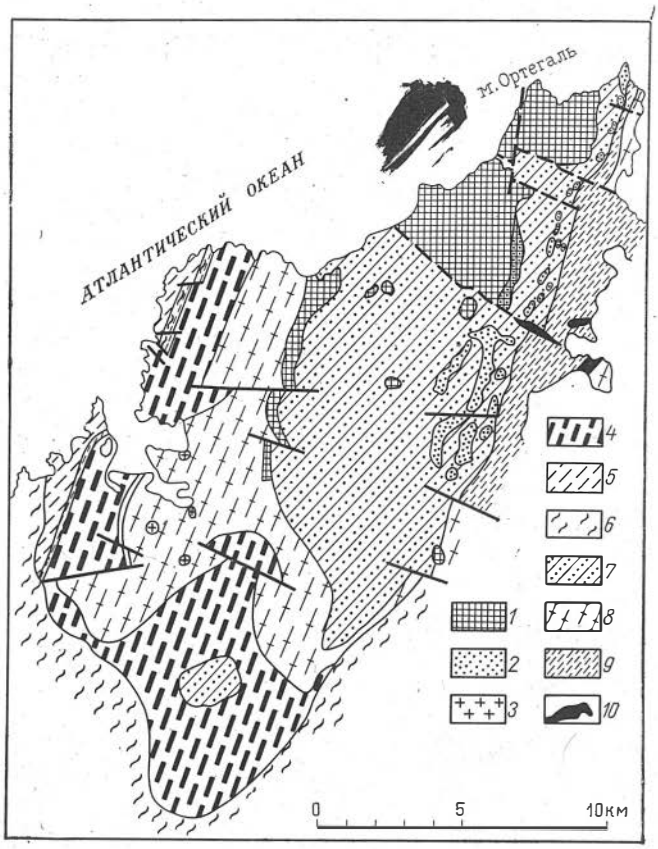


Рис. 47. Схематическая геологическая карта района м. Ортегаль, Испания (Den Tex, Vogel, 1962)

1 — ультраосновные породы; *2* — эклогиты; *3* — основные дайки; *4* — амфиболиты; *5* — эпидотовые амфиболиты; *6* — зеленые сланцы; *7* — полосчатые гранулиты; *8* — гнейсы; *9* — бластомилониты; *10* — кварцевые жилы

Эклогиты из гнейсов по составу близки к эклогитам соответствующего типа других регионов. Встречены дистенсодержащие эклогиты, характеризующиеся пониженной железистостью и повышенным содержанием Al_2O_3. Гранаты эклогитов с f=58—64% и Са-компонента 23% и пироксены, содержащие 4,0—5,2% Na_2O (30—35% жадеита), типичны для гнейсовых комплексов.

Эклогитоподобные породы — плагиопиригарниты, по Фогелю (Vogel, 1967), хотя и содержат иногда пироксен с повышенной примесью Na, по особенностям распределения железистости граната и пироксена аналогичны соответствующим породам Восточных Судет и отличаются от эклогитов. Наряду с этими породами в районе развиты метаморфизованные основные породы с реакционным образованием граната.

Значительно южнее зоны Ла Корунья в массиве Эвора (Португалия) в литературе упоминаются эклогиты (Cotelo-Neiva, 1946).

Западная Норвегия. Район распространения эклогитов в каледонидах лежит к северу от Бергена и ограничивается с юга Согне-фьордом, а с севера 63° с. ш. Этот район является классическим районом площадного распространения пиропсодержащих гипербазитов и эклогитов. Эклогиты Западной Норвегии изучали многие исследователи (Escola, 1921; Kolderup, 1960; Lappin, 1960, 1966; O'Hara, Mercy, 1963;

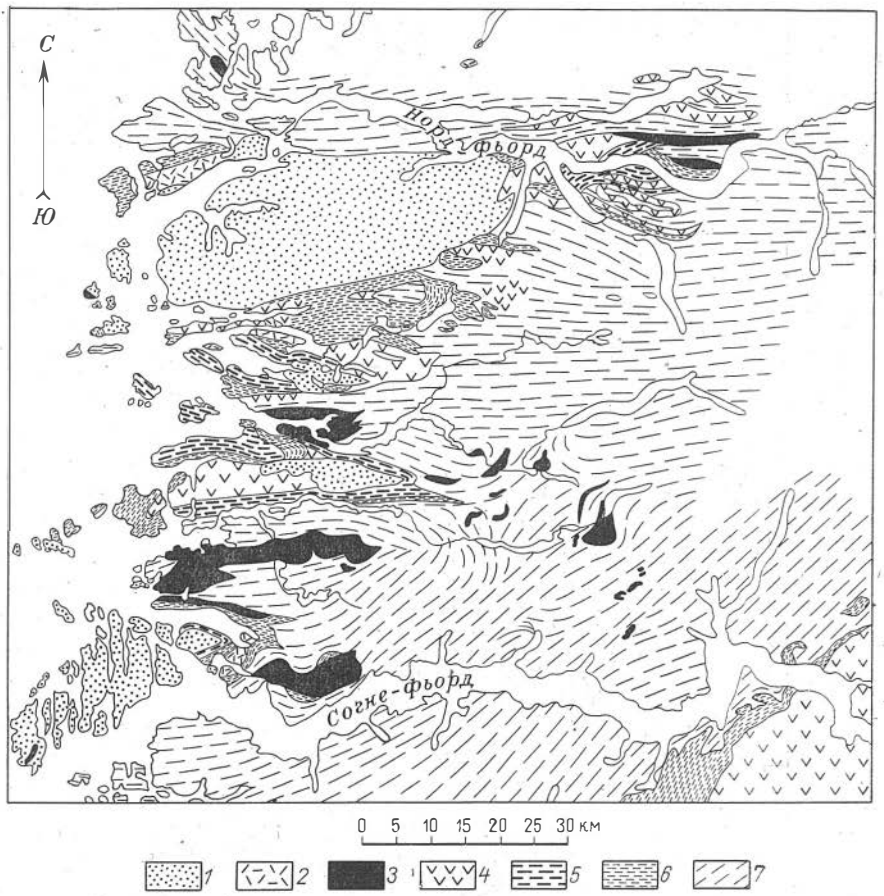


Рис. 48. Геологическая карта Западной Норвегии, район между Согне-фьордом и Норд-фьордом (Kolderup, 1960)

1 — девонские конгломераты и песчаники; *2* — кислые интрузивные породы; *3* — габбро, амфиболиты, эклогиты; *4* — анортозиты, мангеритовые сиениты и др.; кембро-силурийские породы; *5* — зеленые сланцы, *6* — слюдяные сланцы, кварцевые сланцы, кварциты, *7* — различные гнейсы

Bryhni, 1966; Carswell, $1968_{1,2}$; Bryhni et al., 1969; Грин, 1969). В результате накопился обширный и разносторонний материал.

Почти все известные выходы пород эклогитового типа расположены вдоль береговой линии или близко от нее (рис. 48). Большое количество эклогитовых и перидотитовых тел встречено на расстоянии до 100 *км* от берега, восточнее Тафьорда.

Именно на примере норвежских эклогитов базируется классификация этих пород П. Эскола (Eskola, 1921). С одной стороны, здесь распространены эклогиты, тесно связанные с оливинсодержащими безгранатовыми и гранатовыми гипербазитами, переслаивающиеся с ними в интрузивных телах. Близки к этому типу и, вероятно, генетически с ним связаны эклогиты, залегающие вместе с оливиновыми габбро

и амфиболитами в сложных телах основного состава (Kolderup, 1960). С другой стороны, широкие колебания состава характерны для эклогитов, залегающих в виде линз в гнейсах, часть из которых близка к эклогитам троктолитового типа, часть — к эклогитам базальтового типа.

Вмещающими породами для гипербазитов, основных пород и изолированных тел эклогитов являются гнейсы различного состава в основном с биотитом, мусковитом, эпидотом, иногда с гранатом, сопровождающиеся плагиоклазовыми амфиболитами и роговообманковыми сланцами. Отсутствие в перечисленных породах дистена можно, вероятно, объяснить только особенностями их состава, так как в сложно метаморфизованном комплексе установлены отдельные согласные прослои гранат-слюдяных сланцев с дистеном, мощностью от 10 до 200 *м* (Lappin, 1966). Характерно, что линзы эклогитов наиболее часто встречаются в этой группе пород.

В пределах региона, в котором известны эклогиты, дистен установлен в биотит-гранатовых гнейсах, содержащих пласты и линзы кварцсодержащих эклогитов небольшой мощности, в прибрежной части района Суннмере, в метаморфическом комплексе о. Харейдланн (Schmidt, 1964).

Все известные выходы перидотитов и анортозитов с редкими эклогитами района Суннмере приурочены к нижней серии пелитовых гнейсов. Между населенными пунктами Тафьорд, Гротли и Гейрангер обнаружено более 70 тел перидотитов линзовидной формы, имеющих в основном менее 100 *м* в поперечнике. Некоторые перидотиты содержат большое количество гранатов. П. Эскола отмечал, что пласты и линзы крупнозернистых, иногда пегматоидных гранатсодержащих пород в гипербазитах содержат самые различные комбинации четырех главных минералов: оливина, диопсида, граната и энстатита. Наиболее обычной комбинацией является парагенезис гранат+диопсид (магнезиальный эклогит пикрит-троктолитового типа). Между разновидностями с гранатом и без него наблюдаются все переходы.

Следует подчеркнуть, что во всех типах гранатсодержащих гипербазитов и энстатитовых эклогитов (с оливином или без него) составы ассоциирующих минералов очень близки для разных парагенезисов. Так, гранаты с $f=26—37\%$ содержат 11—13% Ca-компонента (изучено 9 образцов). Для клинопироксенов тех же образцов характерно низкое содержание Al_2O_3 (1,5—2,7%) и соответственно низкое содержание Na_2O (0,8—1,5%). Железистость оливинов (в перидотитах) также повышенная, до 13—15%. Энстатиты бедны Al_2O_3.

Перидотиты, аналогичные пироповым перидотитам Чешского массива, с порфировидными вкрапленниками граната, окруженными келифитовыми каймами, отмечены в северной части района, на о. Отерой (Carswell, 1968). Не отличаясь по химическому составу от чешских, они характеризуются иными структурными особенностями и несколько другим составом минералов, прежде всего в сторону более низкой железистости. Так, гранаты с переменным содержанием Cr_2O_3 (2,3—3,6%) имеют железистость от 18,2 до 28,2% при кальциевости от 11 до 16%. Клинопироксены содержат невысокую переменную примесь Al_2O_3 (0,95—3,26%) и Na_2O (0,56—2,28%).

Эклогиты, связанные с габброидами (троктолитовый тип), отмечены в береговом районе между Согне-фьордом и Норд-фьордом (Kolderup, 1960). Здесь изучены три крупных тела сложного состава. В районе Дальс-фьорда одно из них сложено амфиболитами, гранатовыми амфиболитами и эклогитами. Реликты свежих габбровых пород, оливиновых норитов и оливиновых габбро сохраняются в его центральных частях. На расстоянии до 15 *км* от описанных тел наблюдается большое количество изолированных тел эклогитов в гней-

сах, причем в основном размеры их, достигающие нескольких квадратных километров вблизи главного тела, уменьшаются по мере удаления от него до нескольких квадратных метров (Kolderup, 1960). Сложный характер тел основных пород, с реликтами свежих габбро позволил Колдерупу считать, что эклогиты образовались на месте за счет основных пород, а мелкие тела отторгнуты от более крупных.

Первые находки дистена в эклогитах Норвегии сделаны недавно в районе Норд-фьорда, в Селье и Ахейм (Lappin, 1960). Здесь эклоги-

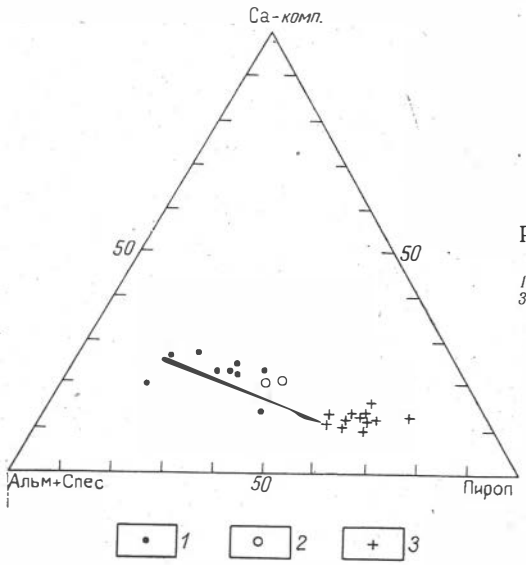


Рис. 49. Особенности состава гранатов Норвегии

1 — эклогитов; *2* — дистеновых эклогитов; *3* — перидотитов и энстатитовых эклогитов

ты встречены также в виде мелких линз в гнейсах и, по мнению Леппина, концентрируются вдоль определенных структурных горизонтов. Серии дистенсодержащих линз прослежены на расстоянии до 1 *км*. Дистен обычно ассоциирует с кварцем исключительно в крупнозернистых эклогитах, причем содержание его в породе не превышает 5%. Только в одном образце дистен отмечен в бескварцевом парагенезисе.

Интересна находка эклогита, содержащего барруазит — амфибол, промежуточный между глаукофаном и роговой обманкой с высоким содержанием рутила и апатита (Binns, 1967).

Составы гранатов из норвежских эклогитов характеризуются значительным разнообразием (рис. 49), точки их располагаются в пределах всего поля составов гранатов для эклогитов из гнейсов. Интересно, что в одном обнажении были зафиксированы магнезиальный эклогит с энстатитом и железистый эклогит (Грин, 1969); точки составов их гранатов соединены прямой линией (см. рис. 49). Гранаты с железистостью от 45 до 79 содержат 23—30% Са-компонента, пироксены богаты жадеитом (30—48%). Химические составы граната и пироксена эклогита из линзы около Хеллесилт в Суннмере (сборы В. Соболева) приведены в табл. 13.

Изменение эклогитов при диафторезе происходит по обычной схеме, описанной многими авторами, в которой начальной стадией является развитие диопсид-плагиоклазовых или немного более поздних роговообманково-плагиоклазовых симплектитов. Конечный продукт — плагиоклазовые амфиболиты.

Наряду с обычным типом замещения описан случай изменения дистеновых эклогитов (Lapin, 1960). В частично измененных эклогитах дистен часто окружен бледно-розовой реакционной каймой радиаль-

нолучистого строения, состоящей из смеси олигоклаза и корунда (по рентгеноструктурным данным).

Отмечено также, что цоизит не является первичным минералом дистеновых эклогитов, а появляется только в частично амфиболитизированных породах и рассматривается как результат замещения дистена. Дистеновые эклогиты Норвегии и соответствующие породы Франции (Eskola, 1921) в основном превращаются в бездистеновые амфиболиты без изменения общего состава породы.

Шотландия. Эклогиты отмечены в крайней северо-западной части Шотландии в районе развития древних пород фундамента — льюизианской серии метаморфических пород. Типичные эклогиты широко распространены в области Гленелгского окна льюизианских пород среди пород мойнской серии.

В породах, относящихся к фации дистеновых гнейсов, выделяется большое количество линзовидных тел и прослоев разных размеров эклогитов, залегающих в тесной ассоциации с амфиболитами согласно с общим простиранием метаморфической толщи. Эти породы вместе с амфиболитами, включая их гранатсодержащие разновидности и роговообманковые гнейсы, выделяются отдельно как эклогиты и производные породы (Ramsay, 1958). Мощность пластов их иногда достигает 150 *м*. Неизмененные массивные эклогиты слагают центральную часть тел, периферические же зоны состоят из амфиболитизированных эклогитов, гранатовых амфиболитов и роговообманковых сланцев. Как полагает Олдерман (Alderman, 1936), значительная часть вмещающих роговообманковых гнейсов образовалась за счет регрессивного метаморфизма эклогитов. В западной части района среди толщи роговообманковых гнейсов также отмечены полосы и линзы основных пород, представленных, однако, роговообманковыми сланцами без граната. Эклогиты и родственные им породы приурочены только к роговообманковым гнейсам льюизианского комплекса.

В состав гленелгских эклогитов входит гранат разной железистости (от 47 до 71%) с содержанием Са-компонента от 19 до 25% (Yoder, Tilley, 1962; Mercy, O'Hara, 1968). В ассоциирующих пироксенах отмечается переменное содержание жадеита (16 и 30%). Кроме граната и пироксена, составляющих до 85% породы, существенной составной частью является кварц, его в породе до 8,5%. Однако дистен и роговая обманка нигде не обнаружены в качестве первичных минералов. Правда, Тилли (Tilley, 1936) в эклогитах Гленелга отметил секущие жилы с более поздним дистеном. Что касается регрессивных изменений гленелгских эклогитов, то они, как отмечает Олдерман (Alderman, 1936), начинаются с образования роговой обманки в местах соприкосновения граната и пироксена. В дальнейшем пироксен полностью замещается роговой обманкой, а гранат — роговой обманкой и плагиоклазом.

Вне комплекса древних метаморфических пород эклогиты отмечены в районе Нокормал в комплексе Жирван-Балантрэ в Южном Эршире (Bloxam, Allen, 1960). Здесь они тесно связаны с гипербазитами, ассоциируя с верлитами и пироксенитами в сложном теле ультраосновных пород, окруженном по периферии зоной серпентинитов. Анализированная порода, сложенная в основном амфиболом с подчиненными гранатом и пироксеном, имеет в своем составе очень большое количество Al_2O_3 (24,62%). Гранат с железистостью 42% содержит 24,3% Са-компонента. В очень богатом Al_2O_3 (13,39%) безнатровом клинопироксене имеется до 24,2% компонента Чермака.

В большом количестве в породе отмечены богатый алюминием амфибол, а также цоизит и шпинель. Бутылочно-зеленая шпинель образует крупные массы, окаймленные узкими зонами бесцветного хлорита. Важной особенностью рассмотренных эклогитов является не-

досыщенность кремнеземом и высокое содержание алюминия при почти полном отсутствии натрия, что обусловило необычный для эклогитов состав пироксена с отнесением всего алюминия к четверной координации.

Породы Южного Гарриса (Шотландия), ранее охарактеризованные как эклогиты (Davidson, 1943), позднее (Dearnley, 1963) детально описаны как метабазиты, не относящиеся к эклогитам. Действительно, почти постоянное присутствие плагиоклаза, достаточно высокая железистость граната в парагенезисе с малонатриевыми пироксенами не позволяют достоверно относить гранат-пироксеновые породы Внешних Гебрид к эклогитам.

В Ирландии в графстве Донегол описаны эклогитоподобные породы с плагиоклазом в мойнской серии пород, относящихся к дистен-сланцевой фации (Church, 1968). Гранат с $f=62\%$ и содержанием Са-компонента около 24% ассоциирует с пироксеном, содержащим только 1,50% Na_2O.

Гренландия. Эклогиты обнаружены среди метаморфических пород архея южной оконечности Земли Ливерпуль (Sahlstein, 1935; Kranck, 1936). Здесь они залегают в виде включений различных формы и размеров в гранат-пироксеновых гнейсах района Харри Инлет и в биотит-роговообманковых дистенсодержащих гнейсах побережья залива Скорсби и мыса Надежды.

Среди эклогитов изучены неизмененные и амфиболсодержащие разности (Sahlstein, 1935). Например, в обр. 19, являющемся примером свежего эклогита, содержится 66,2% клинопироксена, 2,4% граната, 7,6% кварца, 1,3% амфибола, 0,5% рутила. В обр. 5-А, частично амфиболизированном, гранат характеризуется железистостью 40% ($N=1{,}772$), содержанием Са-компонента 20%; клинопироксен содержит 1,82% Na_2O, наблюдается более поздний голубовато-зеленый амфибол, развивающийся в реакционных зонах вокруг граната. В этом бескварцевом эклогите присутствуют также плагиоклаз № 25—30 и гиперстен, появление которых объясняется реакцией гранат+кварц=плагиоклаз+гиперстен.

Темные гранат-пироксеновые гнейсы, к которым в большинстве случаев приурочены включения эклогитов, содержат более 50% цветных минералов: граната, орто- и клинопироксенов, роговой обманки. Гранат этих пород по составу довольно близок к гранатам эклогитов ($N=1{,}76$—$1{,}77$).

Шпицберген. Здесь в дистенсодержащих кристаллических сланцах, переслаивающихся с гнейсами, обнаружены вытянутые (до 20 *м* в длину) линзовидные тела эклогитов (Gee, 1966). Железистый эклогит содержит рутил и кварц. Гранат с $f=76\%$ содержит около 30% Са-компонента, пироксен 2,8% Na_2O.

АЛЬПИЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Многочисленные проявления эклогитов известны здесь в породах допалеозойского метаморфического основания в отдельных срединных массивах. На тектонической карте Европы зона нерасчлененных пород этого типа протягивается через все Альпы (Тектоника Европы, 1964).

Район Зауальпе (Австрия, Земля Каринтия). Многочисленные тела эклогитов залегают здесь в кристаллических дистенсодержащих сланцах и гнейсах серии Коральм (рис. 50). Именно в этом районе впервые были описаны эклогиты (Hauy, 1822). Позднее они исследовались многими геологами (Wieseneder, 1934; Angel, Schaider, 1950; Angel, 1957; Mottana et al., 1968 и др.). Детально описывая дистеновый эклогит из Куплербрунн, А. Моттана и др. (Mottana et al., 1968) подчеркивают, что, возможно, это и есть первое оригинальное местонахож-

дение эклогитов. Эклогит сложен гранатом, омфацитом, дистеном, каринтином, цоизитом. Гранат с $f=44\%$ содержит 21,4% Са-компонента, а омфацит 29% жадеита.

Эцтальские Альпы. В Эцтальских Альпах эклогиты тесно ассоциируют с амфиболитами, метагаббро и метаперидотитами и залегают среди глиноземистых дистенсодержащих гнейсов (рис. 51). Эклогиты этого района начали изучать уже давно (Hezner, 1902), но детально их охарактеризовал Миллер (Miller, 1970). Это мелкозернистые породы, содержащие (в объемн.%): 45—70 граната, 20—50 омфацита, 1,15 дистена, немного рутила, апатита, клиноцоизита, актинолита и редко кварца. Ко вторичным образованиям относятся симплектит, формирующийся за счет омфацита и дистена, и тонкие каймы зеленого амфибола вокруг граната. Эклогиты преимущественно дистенсодержащие троктолитового типа и по химическому составу близки к аналогичным эклогитам Полярного Урала и некоторым породам Мюнхбергского массива. Гранаты с $f=$ $=35—50\%$ содержат до 32% Са-компонента. Пироксены в своем составе имеют до 35% жадеита. Отметим, что пироксены сходного состава (с содержанием до 32—37% жадеита) наряду с почти безнатриевыми встречены и среди метагабброидов. В них зафиксированы также гранаты, по составу близкие к эклогитовым, что подтверждает тесную генетическую связь всех указанных метагабброидов и эклогитов.

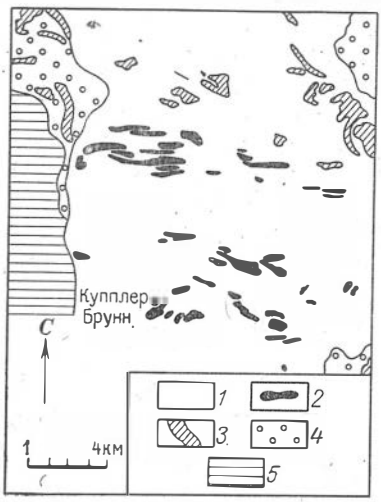


Рис. 50. Схема геологического строения района Зауальпе, Австрия (Mottana et al., 1968)

1 — серия Коральм (инъецированные сланцы и гнейсы); *2* — тела эклогитов; *3* — мраморы; *4* — серия Глейнальм (филлиты и слюдяные сланцы); *5* — осадочные породы

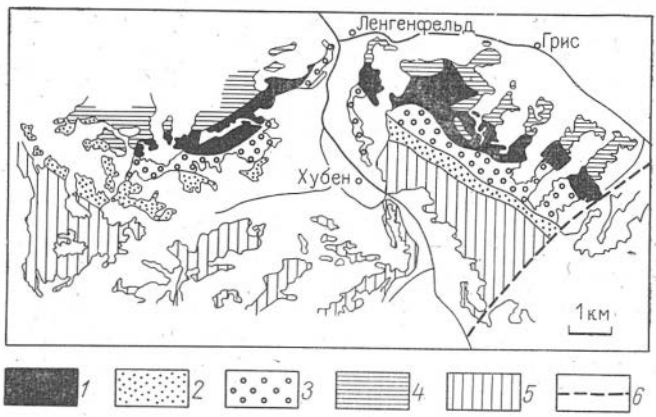


Рис. 51. Схема геологического строения района распространения эклогитов, Эцтальские Альпы (Miller, 1970)

1 — переслаивающиеся амфиболиты, эклогиты, метагаббро, метаперидотиты; *2* — глинистые пелитовые гнейсы с небольшим количеством амфиболитов; *3* — гранатовые амфиболиты; *4* — гранито-гнейсы; *5* — амфиболиты и парагнейсы; *6* — разлом

Зона Тичино (Альпе Аррами). В этой зоне в дистеновых гнейсах известна тесная ассоциация перидотитов с эклогитами. Пироповые перидотиты присутствуют в виде двух линзовидных тел мощностью до 15 *м* (Dal Vesco, 1953) в обычных безгранатовых перидотитах (Grubenmann, 1908). Среди гранатовых перидотитов известны прослои эклогитов (O'Hara, Mercy, 1966). С перидотитами ассоциируют дистеновые эклогиты из периферии перидотитового тела. Пироповый перидотит

полностью по структурным особенностям и составу минералов аналогичен перидотитам Чешского массива (O'Hara, Mercy, 1963). Эклогит из перидотита также содержит пироповый гранат. Представляют интерес первые анализы минералов дистенового эклогита (см. табл. 13), относящегося к троктолитовому типу и содержащего гранат с $f=51\%$ и Ca-компонента 26,3%, в парагенезисе с омфацитом, в котором 39% жадеита.

В Южных Карпатах (Румыния) описаны эклогиты Себешских гор (Pavelesku, 1957). Они представлены линзовидными телами, достигающими размеров 500×40 *м*, и залегают в метаморфической толще сложного состава, так называемых гетских кристаллических породах с дистеном. На горе Фолте отмечен и другой тип эклогитов: в виде шлиров среди апоперидотитовых серпентинитов. Все эклогиты интенсивно изменены.

Эклогиты зафиксированы и на территории Венгрии, где они обнаружены при проходке скважины в метаморфических породах (Ravazs, 1969). Здесь эклогиты сохранились в центральной части крупной линзы амфиболитов, вероятно, апоэклогитовых.

ЭКЛОГИТЫ ДРУГИХ КОНТИНЕНТОВ

Австралия. Единственная находка метаморфических эклогитов в Австралии была зафиксирована на о. Тасмания (Spry, 1963). Эклогиты здесь залегают среди докембрийских сланцев, содержащих кварц, мусковит, альмандин, альбит, биотит и акцессорные рутил, турмалин, апатит, и кварцитов. Во вмещающих породах встречается дистен. Эклогиты среднезернистые, массивные, в их состав входят следующие минералы (объемн. %): гранат 38, пироксен 25, мусковит 18, амфибол 10, кварц 6, цоизит 0,3 и акцессорный рутил. Более тонкозернистые полосы содержат больше кварца (до 38%) и цоизит (до 13%) с гранатом (21%), пироксеном (14%), амфиболом (9%), мусковитом (3%) и пиритом (до 2%). Гранат ($N=1{,}765$, $a_0=11{,}51$ Å, $D=3{,}569$) содержит 26% пиропового и 20% Ca-компонентов. Моноклинный пироксен зеленого цвета с содержанием 4,51% Na_2O (более 30% жадеита).

Северная Америка. Своеобразные эклогиты описаны на Аляске в районе р. Юкон (Swainbank, Forbes, 1973). Они залегают в виде согласных прослоев и линз, переслаивающихся с амфиболитами, мраморами и гранат-слюдяными сланцами, относящимися к эпидот-амфиболитовой фации. Гранаты с $f=84$—92% содержат 30—33% Ca-компонента. Клинопироксены (по 11 анализам) в своем составе имеют 4,6—5,9% Na_2O, их $f=21$—39%. По особенностям распределения Fe и Mg в сосуществующих гранатах и пироксенах эти эклогиты сходны с эклогитами сланцевых комплексов. Такое сходство тем более важно, что сами эклогиты содержат переменную примесь кальцита (от 0 до 50%), что является причиной резкого отклонения их химизма от химизма обычных эклогитов (и базальтоидов). Минералогические данные свидетельствуют об отсутствии корреляции кальциевости гранатов (и пироксенов) с кальциевостью самих эклогитов, что не позволяет нам согласиться с интерпретацией кальцита как первичного минерала эклогитов, образовавшихся за счет осадочных пород. Некоторые образцы без кальцита почти не отличаются по химическому составу от обычных эклогитов и, по нашему мнению, здесь не учитывается возможное влияние диафтореза и вторичного происхождения кальцита. С учетом высказанных замечаний можно заключить, что описанные эклогиты близки по особенностям состава пород (без кальцита) и минералов к эклогитам сланцевых комплексов, в частности глаукофан-сланцевых. K-Ar датировка по слюде и роговой обманке свидетельствует о палеозойском времени начальных этапов диафтореза эклогитсодержащей толщи и меловом — последних стадий.

Эклогиты в метаморфических породах, сопоставляющихся с мойнской серией Шотландии и метаморфическими породами о. Шпицберген, установлены на **о. Ньюфаундленд** (Church, 1969). Они слагают ядра будин основного состава и состоят из граната, клинопироксена ($Na_2O=5{,}40\%$), кварца, рутила и цоизита.

Для **Африки** достоверные упоминания об эклогитах, за исключением о. Мадагаскар (Briere, 1921), отсутствуют. Однако здесь необходимо кратко остановиться на особенностях состава гранат-пироксеновых жилообразных пород в массиве ультраосновных пород Бени Бушера в Марокко (Kornprobst, 1969). Массив расположен примерно в 80 *км* от Гибралтарского пролива на средиземноморском побережье Марокко. Вокруг него зафиксирована зона высокотемпературных силлиманитовых гнейсов, сменяющаяся по мере удаления от массива более низкотемпературными породами. Прослои пироксенитов составляют до 3% общего объема массива. Пироксениты в пределах одного прослоя меняют состав от энстатитовых пород во внешней части к гранатовым пироксенитам с промежуточной вебстеритовой зоной. Все указанные породы присутствуют также в виде самостоятельных прослоев. В пироксенах часты структуры распада, в которых иногда развивается гранат, вероятнее всего, замещающий структуры распада пироксенов. Гранаты пироксенитов с $f=44$—50% содержат 15—18 % Са-компонента. В пироксенах — от 9 до 19% компонента Чермака и 9—14% жадеита. Не вызывает сомнения магматический характер генезиса этих пород, так же как и других пород типа «ариежитов» в перидотитах.

§ 22. ЭКЛОГИТЫ ГЛАУКОФАН-СЛАНЦЕВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Приведем характеристику эклогитов, залегающих в глаукофан-сланцевых комплексах Южного Урала, Средней Азии, а также эклогитов подобного типа, известных в Тихоокеанском складчатом обрамлении: Калифорнии, некоторых пунктах Центральной и Южной Америки и Новой Каледонии. Кратко опишем также эклогиты глаукофан-сланцевых комплексов Альп.

Особняком стоят эклогиты, генетически связанные с гипербазитами, залегающими непосредственно в глаукофан-сланцевых толщах (Япония) или приуроченные к единым метаморфическим поясам, определяющую роль в которых играют глаукофан-сланцевые породы (хр. Пекульней и п-ов Тайгонос, СССР).

В **Максютовском комплексе** Южного Урала эклогиты приурочены к его центральной части (Чесноков, 1959; Ленных, 1963, 1969; Добрецов, Соболев, 1970) и тесно связаны с горизонтами зеленокаменных пород, выделяемых иногда как аралбаевская свита (подсвита). Локализация эклогитов и более высокотемпературных сланцев в центре зоны связана главным образом с зональным проявлением более позднего зеленосланцевого диафтореза. Он был наиболее интенсивен в краевых приразломных частях зоны, где полностью уничтожены первичные ассоциации. Однако нельзя исключить и возможность первичной метаморфической зональности.

Непосредственные переходы эклогитов и глаукофанизированных эклогитов в зеленые сланцы наблюдались во многих случаях. В зеленокаменных породах, образующих мощные пласты, нередки реликты глаукофана и граната. Цепочки тел эклогитов по простиранию сменяются пластами зеленокаменных пород и приурочены в основном, как и зеленокаменные породы, к средней части разреза.

В пределах максютовского комплекса эклогиты локализуются на отдельных участках (см. рис. 32; рис. 52, 53), из которых одним из

наиболее хорошо обнаженных и изученных является Шубинский; на нем находится Шубинское месторождение рутилоносных эклогитов.

В пределах этого участка обнажаются довольно крупные тела эклогитов среди графитистых кварцитов и слюдяных сланцев (см. рис. 53). Форма тел эклогитов — будинообразные линзы с редкими раздувами и пережимами — неточно передает их первоначальный облик, для реставрации которого необходимо учесть интенсивное выщелачивание эклогитов с образованием гранат-глаукофановых пород и глау-

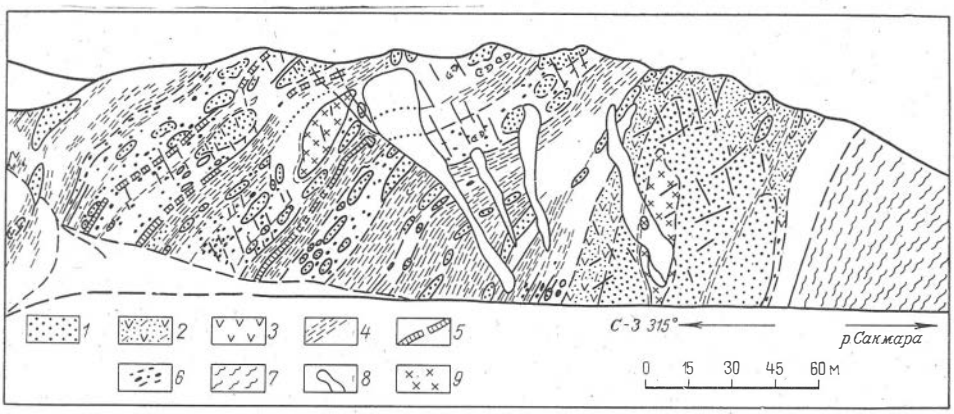


Рис. 52. Разрез максютовского комплекса по р. Сакмаре, выше пос. Караяново

1 — эклогиты и гранат-глаукофановые породы; *2* — зеленокаменно измененные эклогиты; *3* — зеленокаменные породы; *4* — метаосадочные сланцы (с графитом и др.); *5* — маркирующие горизонты кварцитов; *6* — мелкие будины эклогитов (и скопления граната); *7* — слюдяные кварциты юмагузинской свиты; *8* — делювий; *9* — энстатитовые породы

кофан-гранатовых кварцитов. В результате тела эклогитов в местах пережимов как бы «растворяются». На рис. 53 все глаукофан-гранатовые породы объединены вместе с собственно эклогитами, чтобы показать первоначальную существенно пластовую форму тел эклогитов.

Типичный разрез с телами эклогитов обнажается по р. Сакмаре, выше пос. Караяново (см. рис. 52), в котором четко фиксируется большое количество мелких линз эклогитов. С ними в разрезе ассоциируют также небольшие линзы энстатитовых и форстерит-энстатитовых пород внутри или в подошве крупных плитообразных залежей эклогитов.

Все эклогиты максютовского комплекса, как правило, интенсивно глаукофанизированы. Первичные эклогиты состоят из граната, клинопироксена и рутила. По особенностям состава можно выделить два главных типа эклогитов (см. табл. 15). Первый тип — маложелезистые эклогиты с пониженным содержанием TiO_2, в состав которых входит бесцветный или слабо окрашенный пироксен диопсид-жадеитового ряда, второй тип — железистые, богатые TiO_2 эклогиты с зеленым или темно-зеленым пироксеном, богатым эгириновым компонентом. Как следует из данных табл. 15, эклогиты первого типа отличаются от второго несколько повышенным содержанием SiO_2 и Al_2O_3 и пониженной железистостью. Разница эта, однако, недостаточно четко выражена, так как, по данным В. И. Ленных и нашим наблюдениям (Добрецов, Соболев, 1970), среди эклогитов второго типа, залегающих преимущественно в виде крупных пластовых тел, наблюдаются разности, переходные к первому типу. Очень интересны случаи смены высокотитанистых более железистых эклогитов висячего бока плитообразных залежей малотитанистыми, что свидетельствует о дифференциации первичных интрузий в магматическую стадию (Ленных, 1969). Эклогиты первого

типа образуют крупные дайкообразные тела и отдельные будины и по морфологии тел, как отмечает В. И. Ленных, отличается от эклогитов второго типа. Кроме указанных типов, в серпентинитах присутствуют магнезиальные эклогиты, по особенностям состава относящиеся к эклогитам троктолитового типа (см. табл. 14).

Большой интерес представляют редко встречающиеся в районе так называемые «эклогитовые сланцы» (Чесноков, 1963) и кварц-гранат-жадеитовые породы (Ленных, 1969). Они отличаются по своему составу от рассмотренных выше двух типов эклогитов и от эклогитов вообще прежде всего резким повышением содержания SiO_2 (61,4—72,0%) и Na_2O (8,3—7,0%). Аналогичная ассоциация установлена и в Колумбии (Green et al., 1968).

Исключительно интересны и необычны по составу породы, обнаруженные в непосредственной связи с эклогитами по р. Сакмаре (Добрецов, Соболев, 1970), состоящие из Ca-Fe граната, пироксена, лавсонита, мусковита, альбита, цоизита. Присутствие лавсонита свидетельствует о повышенных давлениях и низких температурах при их образовании или при диафторезе.

Изучению состава минералов южноуральских эклогитов посвящен ряд работ (Чесноков, 1959, 1961; Добрецов, Соболев, 1970). Значительный объем исследований выполнен также с помощью микроанализатора (Добрецов и др., 1971), что позволило установить зональный характер большинства гранатов и в меньшей степени пироксенов.

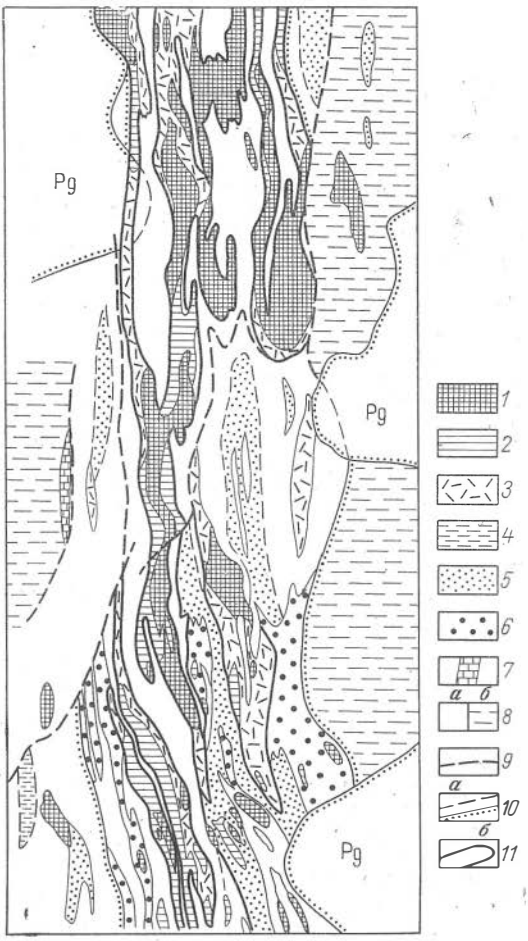


Рис. 53. Геологическая схема Шубинского участка (по данным геологической разведки с изменениями авторов)

1 — эклогиты; *2* — глаукофанизированные эклогиты и гранат-глаукофановые породы; *3* — апоэклогитовые гранат-глаукофан-мусковит-кварцевые и др. сланцы; *4* — зеленокаменные породы (по эклогитам?); *5* — мусковитовые кварцито-сланцы и метаркозы; *6* — то же, с глаукофаном; *7* — линза карбоиатных пород; *8* — преимущественно графитистые сланцы и кварциты кайроклинской (*а*) и карамалинской (*б*?) свит; *9* — предполагаемые разломы и надвиги; *10* — контакты литологические (*а*) и стратиграфические (*б*); *11* — контуры первичных эклогитовых тел

Составы гранатов колеблются в основном по железистости в довольно широком интервале — от 65 до 90%, причем наиболее железистые разности характерны для глаукофанизированных эклогитов (рис. 54). Содержание Ca-компонента повышено во всех анализированных гранатах (22,7—34,4%).

В кварц-мусковит-гранатовых диафторитах по эклогитам появляются обедненные кальцием (16—18% Ca-компонента) и обогащенные марганцем (до 4% MnO) гранаты. Однако в целом марганцовистость гранатов в максютовском комплексе, по сравнению с франциканским, невысокая (см. рис. 54).

Особую группу составляют альмандин-гроссуляры с содержанием 55—75% Са-компонента и железистостью 95—100%, т. е. в них практически отсутствует пироповый и спессартиновый компоненты.

Значительное разнообразие составов зафиксировано в пироксенах эклогитов. Например, в эклогитах максютовского комплекса впервые установлены пироксены промежуточного, диопсид-жадеитового состава с содержанием 50—60% жадеита (Ленных, 1969). Пироксен из альмандин-жадеит-кварцевой породы практически не содержит CaO (0,76%) и MgO (0,42%), являясь почти чистым жадеитом с небольшой примесью железа. В некоторых кальциевых породах пироксены содержат около 6% Na_2O.

Среди амфиболов (глаукофаны и актинолиты), носящих в основном вторичный характер, можно выделить сине-зеленую роговую обманку, отличающуюся по составу; ее В. И. Ленных сопоставляет с каринтинами полярноуральских эклогитов.

Приведенный материал несомненно доказывает, что эклогиты в максютовском комплексе сформировались за счет основных пород, образующих дайки и силлы, иногда расслоенные залежи. По составу пород, в частности по повышенной титанистости, характеру дифференциации они сопоставляются с кусинскими габбро нижнерифейского возраста (Добрецов, Соболев, 1970).

Однако здесь, как и в других районах, остается неясным вопрос: образовались ли они при региональном метаморфизме первичных габбро или кристаллизовались непосредственно как эклогиты из базальтовой магмы, внедрившейся в момент максимального метаморфизма.

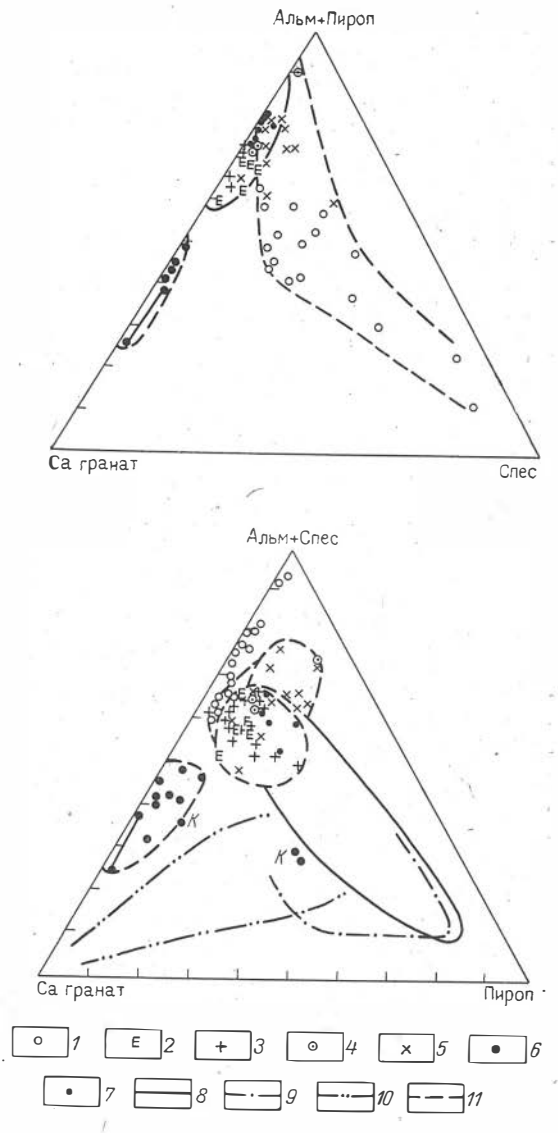


Рис. 54. Составы гранатов Калифорнии, максютовского комплекса и других районов

Калифорния: *1* — из глаукофановых сланцев, *2* — из эклогитов. Максютовский комплекс: *3* — из эклогитов, *4* — из сланцев, *5* — из диафторитов по эклогитам; *6* — из Са пород (Са эклогитов) максютовского и кокчетавского (*К*) комплексов; *7* — из глаукофановых сланцев Японии; *8* — поле гранатов из эклогитов. Поле гранатов: *9* — из эклогитов, *10* — из гроспидитов в кимберлитах; *11* — поля типов гранатов из глаукофановых сланцев и родственных пород

Макбальское поднятие Киргизского хребта. Здесь эклогиты залегают в толщах, по характеру метаморфизма близких к породам максютовского комплекса; они представлены метаморфическими осадоч-

ными породами — кварцитами, кварцито-сланцами, графитистыми сланцами, доломитами и карбонатными сланцами (рис. 55). Эта толща носит название киргизской серии. Эклогиты и характер их соотношений с вмещающими породами изучались многими авторами: И. Е. Медведевой (1960), И. А. Ефимовым (1964), Н. Л. Добрецовым и Н. В. Соболевым (1970).

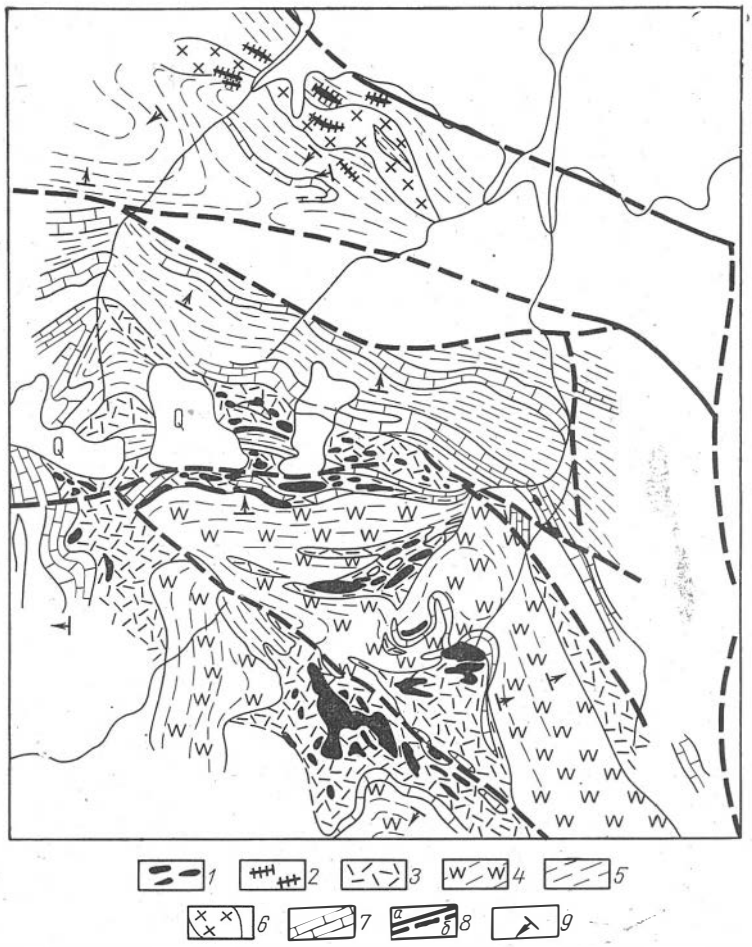


Рис. 55. Геологическая схема северной части Макбальского поднятия

1 — эклогиты и гранатовые амфиболиты; *2* — дайки диабазов; *3* — гранат-хлорит-слюдяные сланцы; *4* — кварциты; *5* — метаосадочные сланцы (графитистые, карбонатные и др.); *6* — зеленокаменные метагаббро; *7* — карбонатные породы; *8* — разломы, прослеженные (*а*) и предполагаемые (*б*); *9* — элементы залегания

Во вмещающих сланцах (метапелитах) нижней части разреза был встречен дистен, редкое нахождение которого связано, вероятно, с особенностями состава пород. В то же время широкое развитие гранат-глаукофановых пород за счет эклогитов, а также другие особенности вмещающих пород толщи делают ее сходной с максютовским комплексом.

Характер залегания в этой толще эклогитов и связанных с ними пород (амфиболитов и др.) иллюстрируют рис. 55 и 56. Все эклогиты в той или иной степени изменены и замещаются амфиболитами или гранат-мусковит-хлоритовыми сланцами, поэтому истинные размеры и форма тел эклогитов определяются с трудом. Собственно эклогиты здесь представляют собой по существу реликты. У большинства ис-

следователей не вызывает сомнения, что амфиболиты и массивные гранат-слюдяные породы образовались за счет эклогитов, однако окружающие их гранат-мусковит-хлоритовые сланцы многие авторы относят к метаморфизованным парапородам. Поскольку такие ассоциации развиваются в виде оторочек и участков внутри эклогитов, грубочешуйчатые гранат-слюдяные сланцы насыщены многочисленными реликтовыми останцами эклогитов и амфиболитов и эти сланцы не обнаружи-

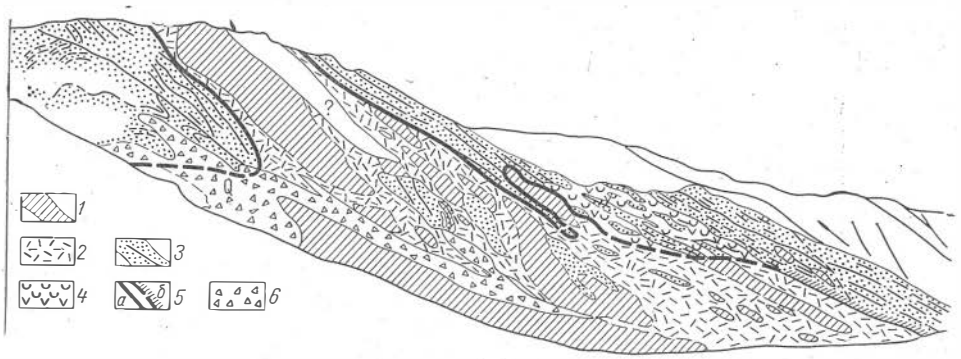


Рис. 56. Разрез киргизской серии в Киргизском хребте, рч. Каинда

1 — эклогиты и массивные амфиболиты; *2* — гранат-хлорит-слюдяные сланцы; *3* — кварциты; *4* — брекчированные карбонатные сланцы; *5* — контуры предполагаемой первичной линзы эклогитов (*а*), брекчированные эклогиты (*б*); *6* — делювиальные осыпи

вают четкой полосчатости, мы предполагаем, что такие сланцы образовались в основном за счет эклогитов при интенсивном метасоматозе типа глубинного выщелачивания. Объединяя все эти породы (см. рис. 55), мы получаем линзы с расщепляющимися пластовыми ответвлениями и отдельные пласты, типичные для пластовых залежей. Линзы достигают 0,5—1,0 *км* в поперечнике. Строение одной из таких изолированных линз со сложной брекчированной верхней поверхностью видно на рис. 56 (Ефимов, 1964). Из сравнения рис. 55 и 56 видна различная интерпретация наблюдений разными авторами. Но по результатам всех авторов, картировавших Макбальское поднятие, остается несомненным, что линзы с эклогитами встречаются не только в основании разреза, как считал И. А. Ефимов, но и вверх по разрезу; они нередко образуют правильные согласные пласты и приурочены в основном к контакту между нижней слюдяно-кварцевой частью (макбальская свита) и верхней карбонатно-осадочной частью разреза (ачикташская + + каиндинская свиты). Линзы с эклогитами и особенно мелкие тела и будинированные пласты эклогитов встречаются также в кварцитах макбальской свиты и в карбонатных породах ачикташской свиты.

Пластовый характер многих выходов, пространственная ассоциация с карбонатными породами (ачикташская свита), отсутствие интрузивных контактов и реликтов структур изверженных пород позволили И. Е. Медведевой предположить, что эклогиты образовались за счет первичноосадочных пород типа мергелей. Однако при их изучении нами (а также Х. Леммом, проводившем здесь геологическую съемку) на водоразделе ручьев Каинды и Тюякарын обнаружены небольшие (1—2 *м* мощностью) явно секущие тела и апофизы крупных тел эклогитов. Кварциты на контакте обогащены биотитом.

Указанные особенности, а также линзовидный характер многих тел приводят нас к выводу, что и в Макбальском районе эклогиты образовались за счет основных пород или сами являются магматическими интрузивными залежами.

Слабо измененные эклогиты состоят из граната, омфацита, рутила с примесью кварца и амфибола. По первичному составу И. Е. Медве-

дева (1960) различает более железистые (и титанистые) эклогиты с ярко-розовым гранатом ($f=75\%$) и зеленым омфацитом и маложелезистые эклогиты с бледно-розовым гранатом ($f=60\%$) и почти бесцветным омфацитом. К сожалению, приведенные ею анализы пироксенов и гранатов неудовлетворительны из-за ошибок в определении Fe^{3+}, Al и щелочей. Характерно, что структура даже первичных эклогитов заметно колеблется. Здесь преобладают мелкозернистые разности. В некоторых из них наблюдаются очень мелкие изометричные зерна граната, располагающиеся цепочками и оконтуривающие отчетливую призматическую мозаику; та же картина наблюдается в эклогитах Энбек-Берлык, образовавшихся при эклогитизации плагиоклазовых пород. Но в большинстве случаев гранат представлен изометричными, хорошо окристаллизованными зернами, иногда порфировидными. Нередко они концентрируются в виде полос и жил.

Вторичные изменения эклогитов Макбальского поднятия и вторичные ассоциации по температуре хорошо соответствуют степени метаморфизма прогрессивно измененных вмещающих пород, относящихся к ставролит-мусковитовой (эпидот-амфиболитовой) фации.

Абсолютный возраст эклогитов амфиболитов и вмещающих пород, определенный К-Ar методом Л. В. Фирсовым, дает следующие пары цифр (первая — эклогит или амфиболит, вторая — вмещающая порода): 690 и 450, 400 и 480, 330 и 530 млн. лет. Характерно, что по этим определениям вмещающие породы получаются и более древними, и более молодыми. Измененный габбро-диабаз из верхней части толщи дает цифру в 570 млн. лет. Учитывая более поздние вторичные изменения во всех породах, возраст эклогитов и метаморфизм вмещающих толщ нужно считать не моложе 650—700 млн. лет.

Чарский пояс. В центральной части Чарского гипербазитового пояса в Казахстане, возле д. Лазоревки в серпентинитах наряду с другими породами встречены тела массивных амфиболитов и гранатовых амфиболитов округлой или линзообразной формы. В одном из тел гранатовых амфиболитов обнаружены реликты эклогитов (Добрецов, Соболев, 1970). Эклогит состоит из омфацита, граната, рутила и переменного количества кварца, эпидота, мусковита и актинолитовой роговой обманки, замещающих пироксен и гранат. Гранат, судя по константам, содержит около 15% пиропового и 25% кальциевого компонента. Аналогичный гранат встречается и в гранатовых амфиболитах (без пироксена). При интенсивном диафторезе гранат тоже исчезает и возникает типичная зеленосланцевая ассоциация (актинолит+слюда+эпидот+ +кварц+альбит).

Хотя эклогиты д. Лазоревки заключены в серпентинитах, они, несомненно, являются тектоническими отторженцами фундамента Зайсанской геосинклинали. По своему составу, высокой железистости граната, характеру изменений, тесной ассоциации с метаморфическими (в том числе глаукофановыми) сланцами они аналогичны описанным выше эклогитам южноуральского и макбальского типов. Абсолютный возраст двух образцов (эклогит и гранатовый амфиболит), определенный К-Ar методом Л. В. Фирсовым, составляет 477 и 545 млн. лет.

Переходя к характеристике эклогитов глаукофан-сланцевых толщ других регионов, в частности, находящихся на территории Европы, отметим, что такие образования сконцентрированы исключительно в пределах Альпийской складчатой области.

Альпийская складчатая область. Эклогиты в глаукофановых сланцах Альп распространены главным образом в Пеннинском поясе, во Франко-Итальянских и Швейцарско-Итальянских Альпах, во внутренней более высокотемпературной гранат-глаукофановой зоне (см. рис. 26, 34), а также в зоне Сезио-Итальянских Альп. Как уже отмечалось, эклогиты присутствуют в виде массивных линз, блоков, отдельных

тел, глыб в различных сланцах (Franchi, 1902; Dal Piaz, 1928; Van der Plas, 1959; Bearth, 1959, 1965; Nicolas, 1968 и др.).

Эклогиты среди блестящих сланцев и празинитов трактуются обычно как реликты высокотемпературных пород. Однако Беарт (Bearth, 1959), описывая глаукофанизированные пиллоу-лавы из Тэшталь (Швейцарско-Итальянские Альпы) и сходные с ними по форме будинообразные тела эклогитов, считает эклогиты и глаукофановые сланцы промежуточной (метастабильной) формой преобразования диабазов и долеритов в празиниты (актинолитовые или роговообманковые сланцы). Он отмечает также частые переходы эклогитов в омфацититы, приводя анализ омфацитита из Лаго ди Синьяно (долина р. Аосты), состоящего на 94% из омфацита.

Из того же района (между массивами Дора-Майра и Гранд-Парадиз) Николас (Nicolas, 1966; Nicolas, Gagny, 1964) описал эклогиты и эклогит-глаукофановые сланцы Кисиарелло, ассоциирующие с глаукофановыми празинитами, серпентинитами, метаморфизованными габбро. Эклогитовые породы наиболее богаты натрием (в среднем около 5% Na_2O) по сравнению с празинитами и глаукофановыми сланцами. Омфацит, содержащий до 27% жадеита, нередко сохраняется только в реликтах в зернах граната. Изученная пара Мп — Гр является одной из наиболее железистых ($Гр_{90}$), но по величине коэффициента распределения не отличается от других пар из глаукофан-сланцевых комплексов.

В непосредственной близости от этого района, в зоне Сезио-Ланцо в глаукофан-слюдяных сланцах описаны включения «пироповых пироксенитов», эклогитовых амфиболитов и гранат-эпидот-глаукофановых пород (Bianchi, Dal Piaz, 1963). Омфацит содержит около 27% жадеита. Другие проанализированные омфациты из сильно измененных эклогитов Пьемонтских Альп, содержащих ассоциацию Кв+Омф+Аб, г. Биелла, оз. Мукроне, Квинчинето (глаукофановый эклогит) и др. содержат около 50% жадеитового компонента и до 10% эгирина (Edgar, Mottana, Macrae, 1969).

В районе Адула (Швейцария) эклогиты и эклогитовые амфиболиты макроскопически трудно отличимы от обычных амфиболитов и образуют вместе с ними линзовидные тела протяженностью до 2 *км* и мощностью от первых метров до 500 *м* (Van der Plas, 1959). Они приурочены в основном к контакту слюдяных сланцев и ренгитовых гнейсов. Наблюдались полосчатые породы, в которых гранатовые «эклогитовые» амфиболиты с небольшим количеством омфацита переслаивались с амфиболитами, содержащими пойкилобластический альбит и сине-зеленый амфибол. На контакте гранатсодержащих «слоев» образуются зоны, обогащенные омфацитом (омфацититы) или амфиболом. В этих породах Na-пироксен (омфацит или хлормеланит) ассоциирует с гранатом и амфиболом, подчиненными эпидотом, кальцитом, мусковитом, кварцем, рутилом, причем нередко в слоях, богатых пироксеном, амфибол представлен глаукофаном с каймой сине-зеленой роговой обманки, а в богатых гранатом и (или) амфиболом — сине-зеленой роговой обманкой, образующей нередко пойкилобласты, Na-пироксен также бывает зональным. В проанализированной паре гранат содержит 28% Са-компонента с железистостью 87%, пироксен с 38% жадеита и 13% эгирина, его $f = 27\%$.

ТИХООКЕАНСКОЕ СКЛАДЧАТОЕ ОБРАМЛЕНИЕ

Калифорния является классической областью распространения глаукофановых сланцев и связанных с ними пород, в том числе и эклогитов, относимых к францисканской формации верхнеюрского возраста.

Эклогиты не занимают определенного положения в разрезе, а образуют изолированные блоки, имеющие тектонический характер и приуроченные к зонам разломов. Наиболее детально эклогиты изучены на небольшом участке Казадеро (Coleman et al., 1964) в долине р. Форд (Borg,1956) и в некоторых других местах, в частности на о. Тибурон (Coleman et al., 1965; Dudley, 1969).

В районе Казадеро выделены изолированные блоки, сложенные преимущественно эклогитами и залегающие в более низкотемпературных породах. Выделяя на основании детального изучения участка карьера Вард Крик по степени метаморфизма четыре типа пород, Р. Коулмен и др. (Coleman et al., 1964) относят эклогиты к наиболее высокометаморфизованным породам (четвертый тип). Наряду с эклогитами сюда отнесены отмеченные в составе блоков глаукофан-эпидот-мусковитовые сланцы с незначительными количествами омфацита и граната, по всей вероятности, реликты эклогитов.

Эклогиты участка Вард Крик и всего района — это темно-зеленые плотные породы с многочисленными порфиробластами красно-бурого граната (N=1,786—1,793; a_0=11,617—11,651 Å; f=82—90%, содержание Са-компонента 28—38%). В центральных частях зерен граната содержится большое количество включений. Омфацит в ксеноморфных зернах часто с включениями сфена и содержит 39—44% жадеита при f=17—29%. Наряду с омфацитом в основной массе в небольшом количестве отмечаются клиноцоизит, мусковит, эпидот, сфен. В гранатах отмечена зональность и понижение железистости от центра зерен к периферии (Dudley, 1969). Глаукофан, наряду с хлоритом, развивается регрессивно, замещая ассоциацию гранат+омфацит. В некоторых случаях отмечаются лавсонит и пумпеллиит, развивающиеся обычно за счет граната. Рутил — обычный акцессорный минерал эклогитов — часто замещается сфеном.

Кроме блоков, состоящих исключительно из эклогитов, в карьере Вард Крик изучен блок крупнокристаллических гнейсоподобных пород, характеризующийся сложным составом. В нем в виде прослоев и полос отмечены следующие ассоциации: 1) Гл+Эп+Му+Гр; 2) Омф+Гр; 3) Эп+Гр; 4) Гр+Гл+Омф. Гранат из эклогитового прослоя имеет сходный состав с гранатами из других эклогитов Калифорнии (N= =1,880—1,806; a_0=11,582—11,606 Å, f=90% и содержание Са-компонента 18%). Пироксен содержит повышенную примесь Fe_2O_3 (10,0%) и Na_2O (7,2%).

Во всех изученных эклогитах Калифорнии хлорит, глаукофан, лавсонит и сфен рассматриваются как вторичные минералы. Подчеркивается неясность положения амфибола (не глаукофана) по отношению к гранату и омфациту, носящего в ряде случаев отчетливо наложенный характер. Суммарное содержание граната и омфацита колеблется от 40 до 90%. В качестве исходных пород рассматриваются базальты, метаморфизованные в условиях высоких давлений и довольно низких температур (Coleman et al., 1965). Следует подчеркнуть аналогию состава этих эклогитов с эклогитами максютовского комплекса на Южном Урале.

Куба. В серпентинитах провинции Лас-Вильяс найдены многочисленные включения пород, очень сходных с метаморфическими породами францисканской формации Калифорнии. Наряду с глаукофановыми породами здесь эклогиты отмечены во включениях (Schürmann, 1936, 1953). Эклогитовые включения размерами от 0,5 $дм^3$ до 1 $м^3$ сложены омфацитом и гранатом (для граната N=1,78, D=3,73, a_0=11,594 Å). Глаукофан рассматривается как более поздний по отношению к гранату. Кроме указанной провинции, включения метаморфических сланцев отмечены в провинции Камагуэй, однако эклогиты там не найдены.

Сравнивая эклогиты из серпентинитов Кубы с аналогичными поро-

дами Калифорнии, следует присоединиться к мнению Шюрманна Schürmann, 1953), что они могли быть вынесены молодыми серпентинитами мелового возраста из более древних метаморфических пород предположительно юрского или триасового возраста, являющихся аналогами францисканской формации.

Венесуэла. Среди метаморфизованных осадочных пород Северной Венесуэлы, представленных мигматизированными гнейсами, кварц-мусковитовыми сланцами и кристаллическими известняками, наряду с обычными гранатовыми амфиболитами в районе гор Каракас и на о. Маргариты отмечено несколько местонахождений амфиболитов, содержащих гранат, щелочной амфибол и пироксен (Dengo, 1950). Все амфиболиты обычно образуют мелкие тела линзовидной формы, причем некоторые сформированы в результате будинажа более крупных масс. Некоторые мелкие линзы находятся непосредственно в кристаллических известняках. Все упомянутые амфиболиты рассматриваются как результат метаморфизма мелких тел основных интрузивных или туфогенных пород. Породы, содержащие зеленый омфацит, именуемые эклогитовыми амфиболитами, встречаются очень редко. В их составе преобладают обычная роговая обманка и гранат ($N=1{,}782$), слагающие соответственно 50% и 25—30% породы. Омфацит отмечается в незначительных количествах, достигая иногда 15%. В подчиненном количестве есть глаукофан, цоизит, мусковит и кварц. В гранат-глаукофановых породах наряду со сходным по железистости богатым кальцием гранатом ($N=1{,}789$, $a_0=11{,}629$ Å) отмечен также гораздо более железистый с меньшим содержанием кальция ($N=1{,}81$; $a_0=11{,}56$ Å; Schürmann, 1953). Вероятно, большинство гранатсодержащих амфиболитов этого района можно рассматривать как сильно измененные эклогиты.

Гватемала. В Гватемале описан эклогит, найденный в виде валуна в русле р. Эль-Тамбор в обстановке, близкой к таковой в Калифорнии (Mc Birney et al., 1967). Состав эклогита, содержащего (%): TiO_2—1,60; Al_2O_3—14,52; MgO—6,57; Na_2O—3,94, близок к составу эклогитов известных глаукофан-сланцевых толщ. Эклогит содержит гранат ($f=$ =87%, Ca-компонента 25,0%), пироксен (6,4 Na_2O и около 40% жадеита), а также подчиненное количество мусковита, рутила, лавсонита.

Колумбия. На п-ове Гуаджира эклогиты обнаружены в виде валунов в палеоген-неогеновых конгломератах (Green et al., 1968) и рассматриваются как обломки пород низкотемпературной формации Этпана. Один из изученных образцов является типичным эклогитом, сходным с некоторыми эклогитами Калифорнии, максютовского комплекса как по составу породы (TiO_2 — 0,77; Al_2O_3 — 14,61; MgO 6,69; Na_2O 3,80%), так и по составу граната ($f=80\%$, Ca-компонента 18,5%). Пироксен содержит 41% жадеита.

Большой интерес представляет порода, содержащая парагенезис Кв+Аб+Жд, также найденная в виде валуна, очень близкая по составу и по особенностям минералов к аналогичному парагенезису, обнаруженному и изученному в максютовском комплексе Южного Урала. Высокое содержание SiO_2 (59,5%) и Na_2O (7,0%) отличает эту породу, так же как и южноуральскую от эклогитов. Гранат с $f=86\%$, содержит 20% Ca-компонента, пироксен — около 80% жадеита.

Новая Каледония. Эклогиты здесь обнаружены в ассоциации с глаукофановыми сланцами, залегающими на северо-востоке острова среди различных слюдяных сланцев (Briere, 1921). Составы минералов изучены в эклогите, найденном в виде валуна в пределах местности, закартированной как глаукофановые сланцы (Coleman et al., 1965). Эклогит характеризуется порфировидной структурой с неправильными до 6 *мм* в диаметре выделениями граната ($N=1{,}795$, $a_0=11{,}61$ Å, $f=$ =86% Ca-компонента (29,2%). Клинопироксен содержит 35% жадеита. Вместе с пироксеном в основной массе содержится голубоватый амфи-

бол, который трактуется как одновременный с пироксеном (Coleman et al., 1965), хотя в то же время подчеркивается, что соотношения между этими минералами противоречивы. Хлорит с эпидотом образует каемки вокруг граната. Отмечены мусковит, кварц и рутил, обычно частично замещаемый сфеном. Нужно отметить, что по составу этот эклогит близок эклогитам Калифорнии и максютовского комплекса.

В заключение кратко остановимся на характеристике эклогитов, связанных с гипербазитами, но пространственно тесно ассоциирующих с породами глаукофан-сланцевых комплексов.

Чукотка. Здесь известны пластовые и жильные тела гранат-пироксеновых пород в перидотитах Пекульнейского массива, находящегося в пределах крупной зоны, в состав которой входят также проявления глаукофан-сланцевого метаморфизма. Эти породы описаны как эклогитоподобные (Pinus et al., 1970) и во многом сходны с породами такого типа, именуемыми часто ариежитами. В ряде случаев в парагенезисе с гранатом и моноклинным пироксеном отмечена зеленая шпинель. Гранаты содержат переменную примесь пиропа — от 22 до 52% и Са-компонента от 17 до 36%. Судя по физическим свойствам, здесь есть также гранаты, обогащенные кальцием. Пироксены — почти безнатриевые, содержат до 0,5% Na_2O, наряду с повышенным содержанием Al_2O_3 (6—8,6%).

Япония. Единственным местом в Японии, где отмечены эклогиты, является район Бесси, расположенный в пределах глаукофанового мемаморфического пояса Санбагава. Здесь известны реликты эклогитов базальтоидного типа в массивах гранатовых амфиболитов (Banno, 1964, 1969), а также эклогиты, ассоциирующие с гипербазитами. Тела гипербазитов и гранатовых амфиболитов встречаются в пределах третьей выделенной зоны (Banno, Yoshino, 1965). Наибольшим является массив дунитов Хигаси-Акаиси (около 3 км в диаметре), в котором обнаружены эклогиты. Эклогиты наблюдаются в виде линз или субпараллельных полос, переслаивающихся с дунитами. Характерно, что в пределах массива дунитовые прослои, сложенные оливином, содержащим 93—95% форстерита, чередуются с пироксенитовыми, состоящими почти исключительно из моноклинного пироксена, лишь изредка с примесью ромбического. В некоторых пироксенитовых прослоях есть крупные линзы, состоящие только из граната. В других же линзах пироксен преобладает над гранатом. Контакты между эклогитом и дунитом всегда четкие. Эклогитовые линзы и прослои часто амфиболитизированы в периферических частях.

Моноклинный пироксен эклогитов совсем не содержит жадеитового компонента (Na_2O=0,08%). Гранат с f=36% содержит 50% пиропового и 17,8% Са-компонента (N=1,756; a_0=11,558 Å). Состав гранатов в этих эклогитах несколько изменчив, в частности по содержанию кальция, о чем свидетельствует другой анализ граната из эклогитов этого же массива с содержанием пиропа 52,2%, Са-компонента 24% и с f=31% (N=1,753).

Интересной особенностью описываемого местонахождения эклогитов в дунитовом массиве является тесная пространственная связь (в пределах одного массива) и одинаковое геологическое положение эклогитов разного состава, так как кроме эклогитов с пироповым гранатом в одной из частей массива в виде полос, чередующихся с дунитом, наблюдаются роговообманковые эклогиты, содержание также и эпидот, рутил и сфен, отличающиеся от вышеописанных эклогитов составом граната и пироксена. Гранат (N=1,770, a_0=11,63 Å) содержит 25,9% пиропа, 33,4% Са-компонента при f=59%. Клинопироксен содержит 19% жадеита и 10% компонента Чермака.

ГЛАВА V

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ФАЦИИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

§ 23. СХЕМА ФАЦИЙ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Уже с момента установления границы Мохо перед наукой встала проблема интерпретации вещественного состава верхней мантии. При этом с самого начала намечены модели двух типов: 1) изменение свойств связано с изменением состава пород; 2) изменение свойств связано с изменением фазового состава и различных свойств минералов при изменении давления. Следует отметить, что дискуссии по этому поводу продолжаются и до настоящего времени, высказываются различные точки зрения, однако большинство исследователей склоняется к модели первого типа, полагая, что в мантии преобладают ультраосновные породы.

Конкретными обломками вещества верхней мантии издавна считают некоторые ксенолиты, вынесенные вулканическими аппаратами и особенно кимберлитовыми трубками. И не случайно, что именно с находкой алмазоносного эклогита связано возникновение гипотезы об эклогитовом слое Земли (Fermor, 1913). Правда, трактовка генезиса тех или иных эклогитов часто неоднозначна, но интерес к изучению этих включений как обломков верхней мантии, возрастает. Соответственно увеличивается вероятность их правильной классификации по мере накопления фактического материала и экспериментальных данных.

Переходя к термодинамическим условиям образования пород мантии, остановимся прежде всего на особенностях мантии океанов, верхняя граница которой фиксируется геофизическими методами на глубине 5—10 *км* под океаническим дном. Для этих областей можно говорить лишь преимущественно о фациальном характере гипербазитов. Судя по данным океанологических исследований и изучения ксенолитов в лавах гавайских вулканов, в верхней части разреза, очевидно, устойчив парагенезис Олив+Ан, что отвечает давлению менее 7 *кбар*. В более глубоких частях становится устойчивым парагенезис 2 пироксена+Шп, характерный для обломков лерцолитов и пироксенитов. Такого же типа обломки почти повсеместно встречаются в щелочных базальтах островных дуг и континентов (Kuno, 1969; Kutolin, 1970; Jackson, 1968; Денисов, 1968), очевидно, отражая особенности состава самого верхнего слоя мантии. Глобальную распространенность щелочных базальтоидов с ксенолитами гипербазитов отражают данные более чем о 200 их местонахождениях в различных точках земного шара (Forbes, Kuno, 1967). Условия образования этих пород отвечают области давлений приблизительно от 7 до 15 *кбар* (рис. 57) при $T=1000$—1200° С. Рассмотрение пород данного типа не входит в задачу настоящей работы.

При более высоких давлениях парагенезис Шп+2 пироксена сменяется парагенезисом с участием граната с переменной железистостью. Обломки этих пород появляются уже в некоторых вулканических аппаратах со щелочными базальтоидами, но отличаются здесь некоторыми особенностями, свидетельствующими об относительно невысоком давлении при их образовании.

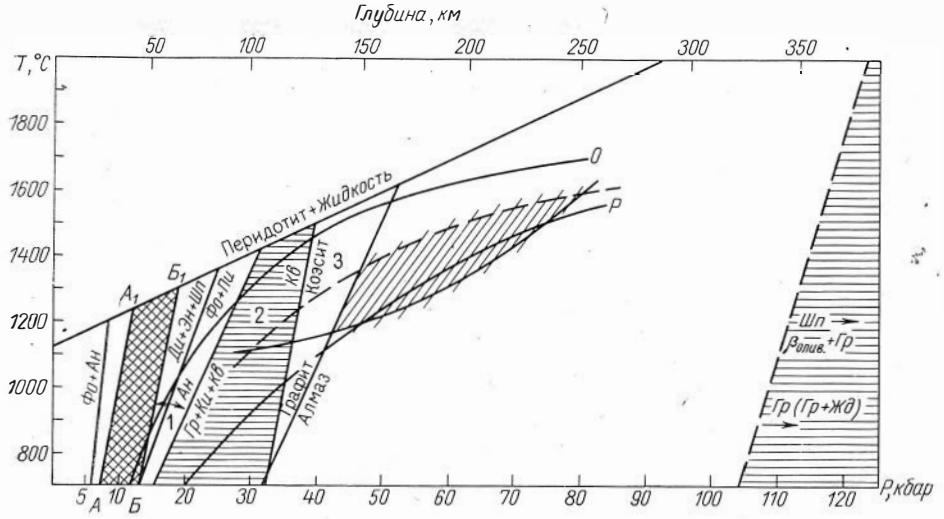


Рис. 57. Схема фаций метаморфизма верхней мантии

$AA_1ББ_1$ — интервал эклогитизации для базальтов разного состава. Область кристаллизации природных алмазов — косая штриховка, положение областей фазового перехода оливина и образования граната с дефицитом Al — горизонтальная штриховка в правой части диаграммы. *O* — геотермический градиент для океанических областей, *P* — геотермический градиент для щитов (Clark, Ringwood, 1964); предполагаемый геотермический градиент в период кристаллизации алмазов — штриховая линия; предполагаемый солидус с учетом влияния Na_2O и 2—3% H_2O — нижняя сплошная линия. Субфации: 1 — гранатизированных перидотитов, 2 — гроспидитовая; 3 — коэситовых эклогитов

Гораздо более разнообразный набор включений, показывающий широкий интервал давлений, представлен в кимберлитовых трубках, которые являются своеобразными окнами, позволяющими заглянуть в мантию. Правда, и здесь мы имеем дело главным образом с типичными магматическими породами, однако на них часто накладываются характерные реакции субсолидуса. Если уже для низов гранулитовой фации земной коры нередко трудно наметить четкую границу между магматическими и метаморфическими основными чарнокитами, то здесь области кристаллизации из расплава и метаморфизма еще более сближаются, и мы, по сути, переходим к фациям образования магматических пород. Отложив изложение некоторых общих гипотез и представлений о верхней мантии, наметим схему этих фаций.

В § 24 дано краткое описание гранатсодержащих пород в вулканических аппаратах, содержащих щелочные базальтоиды различного типа. Сюда условно отнесены некоторые кимберлитоподобные породы, классификация которых затруднена; как правило они не содержат очень глубинных включений, относящихся к фации алмазоносных пород.

В §§ 25—27 излагаются материалы по глубинным включениям в кимберлитах. Основными границами для выделения фаций верхней мантии могут быть следующие фазовые переходы: 1) графит — алмаз, отвечающий давлению 50 *кбар* при $T=1200—1400°$ С; 2) линия превращения оливина в шпинелеподобную модификацию, отвечающая давлениям порядка 100—120 *кбар* (см. рис. 57). Однако ксенолиты, относя-

щиеся к последнему типу, нигде пока не известны и, вероятно, не могут быть вынесены на поверхность.

Таким образом, можно говорить о двух фациях: эклогитовой фации с графитом и эклогитовой фации с алмазом. Дальнейшее подразделение на субфации является крайне затруднительным ввиду отсутствия характерных фазовых границ, и может быть сейчас лишь намечено по косвенным признакам.

В пределах фации эклогитов с графитом на основании экспериментальных данных и особенностей конкретных парагенезисов оказалось возможным наметить три субфации: 1) гранатизированных перидотитов; 2) гроспидитовую; 3) коэситовых эклогитов (см. рис. 57).

Первая субфация представлена в основном породами с четко выраженными метаморфическими реакциями в области субсолидуса — характерной гранатизацией за счет шпинели и пироксенов. Граница гроспидитовой субфации фиксируется условно положением линии реакции разложения анортита на Грос+Дис+Кв (см. рис. 57), а в области более высоких давлений — по переходу кварц — коэсит.

Выделение последней субфации в значительной степени условно, так как коэситовые эклогиты в мантии не обнаружены. Эта субфация представлена только ультраосновными парагенезисами, в которых во-первых, установлены признаки особо высоких давлений, превышающих 30 *кбар,* во-вторых, отсутствует алмаз и в некоторых случаях зафиксирован графит.

§ 24. ПЕРИДОТИТОВЫЕ И ЭКЛОГИТОВЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В БАЗАЛЬТОИДАХ

Рассмотрим случаи находок гранатсодержащих пород, соответствующих по химизму ультраосновным породам и некоторым типам щелочных базальтоидов в вулканических брекчиях, туфах, а также в трубкообразных телах, близких по морфологии к кимберлитовым трубкам. Ксенолитсодержащие брекчии и породы в подавляющем большинстве случаев по химическому составу существенно отличаются от кимберлитов, приближаясь к щелочным базальтоидам и лампрофирам.

Сведения по минералогии гранатсодержащих ксенолитов, появляющиеся в литературе в основном с начала 60-х гг., позволяют сопоставить составы их минералов, главным образом граната и пироксена, с минералами гранатсодержащих включений кимберлитовых трубок, а также сравнить составы ксенолитов. Эти данные должны помочь расширить представления о вещественном составе нижних частей земной коры и, очевидно, верхов мантии, так как в отличие от широко известных крупных полей кимберлитовых трубок, богатых глубинными ксенолитами и сосредоточенных на двух обширных площадях — в Якутии и Африке, рассматриваемые ниже вулканические тела расположены в самых различных местах земного шара.

Такие ксенолиты обнаружены в океанических областях (Гавайские острова) в пределах островных дуг — Южный остров (Новая Зеландия) и о. Хонсю (Япония). Они известны и на континентах: Памир, Тянь-Шань, Украина, юг Сибири (СССР), Чехословакия, Аляска, штат Юта (США), Восточная Австралия. Кратко упомянем также новые местонахождения пород, очень близких к кимберлитам, содержащих сходные ксенолиты: штат Канзас (США), Канаду и Гренландию.

Гавайские острова. Ксенолиты различного состава содержатся в туфах и лавах вулканов Гавайских островов, причем особое разнообразие характерно для о. Оаху. Детальные исследования (White, 1966; Jackson, 1968; Jackson, Wright, 1970) позволили выделить несколько типов в различных базальтовых сериях, причем в качестве возможных

ксенолитов верхней мантии рассматриваются только породы с гнейсовидными метаморфическими структурами и структурами перекристаллизации. В толеитовой серии такие ксенолиты отсутствуют, в щелочных базальтоидах зафиксированы ксенолиты гипербазитов, преимущественно дунитов и верлитов.

Хотя абсолютное большинство гранатсодержащих гипербазитов обнаружено в наиболее известном, считавшемся ранее единственным, местонахождении Солт-Лэйк, возле Гонолулу на о. Оаху (Yoder, Tilley, 1962), детальные исследования позволили расширить географию их распространенности (Jackson, 1968) в пределах этого же острова, в породах серии нефелиновых базальтов.

Среди гранатсодержащих пород установлены три парагенезиса: 1) Олив+Эн+Ди+Гр; 2) Олив+Эн+Гр±Амф; 3) Гип+Ди+Гр. Последний парагенезис описан под названием гиперстенового эклогита (Yoder, Tilley, 1962).

Химический и минеральный состав этих ксенолитов колеблется в широких пределах, включая оливинсодержащие и в особенности безоливиновые разности. Содержание оливина в таких породах не поднимается выше 25—30%, и переходы к типичным лерцолитам (без граната) с 70% оливина отсутствуют. Это подтверждается находками ксенолитов сложного состава, содержащих одновременно парагенезис с гранатом и шпинелевый лерцолит (Jackson, 1966; Reid, Frey, 1971).

На некоторые колебания химического состава пиропсодержащих пород о. Оаху и близость их к ксенолитам эклогитов в кимберлитах указывает Р. Форбс (Forbes, 1965), сравнивая химические составы 12 образцов из коллекции Х. Куно с составами различных эклогитов. Хотя колебания MgO (от 16 до 19,0%) и CaO (от 10 до 15,5%) и являются довольно широкими, содержание Na_2O изменяется в более узком интервале (от 0,5 до 2,3%). Для лерцолитов с гранатом содержание MgO достигает 32% при 4,6% CaO (Kuno, 1969).

В некоторых образцах гранатовых вебстеритов наблюдаются отчетливые признаки реакционного образования граната в виде каемок вокруг бесхромовой шпинели, и сосуществование такого парагенезиса в одном образце сложного состава со шпинелевым лерцолитом (Reid, Frey, 1971) является, возможно, доказательством необходимости разных давлений для гранатизации гипербазитовых и более богатых глиноземом составов (В. Соболев, Н. Соболев, 1964). По-иному объясняется возможность различной хромистости шпинелидов в разных частях образца.

О составе минералов из гавайских гранатсодержащих ксенолитов можно судить по нескольким изученным образцам (Yoder, Tilley, 1962; White, 1966; Kuno, 1969). Гранаты имеют постоянную примесь кальциевого компонента (около 13%) при переменной железистости (от 26 до 32%, реже до 37%), отличаясь от большинства кимберлитовых гранатов. Пироксены, содержащие повышенную примесь Al_{IV} (до 0,141), характеризуются наличием постоянной примеси твердого раствора ортопироксена ($Ca/Ca+Mg+Fe^{2+}$ 42—46%). Содержание Na_2O колеблется в пределах 1,5—3,0%, что соответствует 11—21% Na-комп. Ортопироксены в своем составе имеют 4,0—5,0% Al_2O_3, что в 2—3 раза выше, чем в пироксенах кимберлитов. Железистость оливинов также значительно выше, чем в перидотитах кимберлитов (18—22%), и в одном образце доходит даже до 38% (White, 1966).

Эти отличия указывают на своеобразные условия образования данных пород, близких по общим особенностям химического состава к вебстеритам и эклогитам из кимберлитов. Экспериментальные данные и особенности распределения компонентов в сосуществующих минералах (Green, 1966; Irving, Grenn, 1970; Banno, 1970; Lovering, White, 1969) свидетельствуют о высоких температурах кристаллизации и давлениях

более низких, чем установлено для перидотитов и эклогитов кимберлитовых трубок ($T=1000—1200°$ С и $P=12—16$ *кбар*). Высказываются мнения о первоначальной кристаллизации многих типов таких включений, как твердого раствора Al-пироксена (Green, 1966; Irving, Green, 1970) с последующим распадом и выделением гранатовой фазы, однако структурные признаки не дают однозначного подтверждения этому предположению.

Новая Зеландия. В пределах Южного острова недалеко от устья р. Какануи описаны брекчированные туфолавовые отложения, богатые различными ксенолитами и известные под названием «минеральной брекчии Какануи» (Dickey, 1968). Лавовый материал брекчии, представленный меланефелинитами и вмещающий пирокластический материал, относится к вулканической формации Дебора.

В туфах отмечены обильные ксенокристаллы и ксенолиты различных пород, от окатанных мелких обломков кристаллов до крупных округлых обломков до 30 *см* в диаметре. В ксенолитах обнаружены следующие минеральные ассоциации: 1) оливин+бронзит+хромдиопсид+пикотит; 2) авгит+бронзит+плеонаст; 3) гранат+диопсид+плагиоклаз; 4) клинопироксен+гранат+бурый амфибол; 5) клинопироксен+Mg-гранат; 6) анортоклаз+биотит+апатит; 7) флогопит+роговая обманка; 8) гранат+санидин+плагиоклаз+кварц; 9) ильменит; 10) бурая роговая обманка. Спорадически встречаются также обломки сланцев кристаллического фундамента.

Для гранатов из 14 образцов, относящихся к парагенезису (5), получены существенные колебания N (от 1,751 до 1,773), в то время как кристаллы граната относятся к наиболее магнезиальной разновидности с $N=1{,}741—1{,}751$ (Dickey, 1965; Mason, 1968). Эти данные подтверждены анализами гранатов из ксенолитов и ксенокристаллов с железистостью соответственно 36—56 и 24%. Кальциевость всех гранатов около 13—14%. Клинопироксены также характеризуются повышенной железистостью (25—37%) и $Al_{IV}>0{,}10$. По всем перечисленным признакам состава минералов указанные сенолиты близки к соответствующим породам о. Оаху, за исключением более однообразного характера парагенезиса и отсутствия ультраосновных пород, содержащих оливин и ортопироксен.

Япония. В щелочных базальтах кратера Итиноме-гата с северо-восточной части о. Хонсю в туфах и эксплозивных брекчиях обнаружены ксенолиты различных пород от наименее глубинных, частично переплавленных гранодиоритов, андезитов, габбро до ультраосновных пород — лерцолитов и вебстеритов (Kuno, Aoki, 1970).

Некоторые лерцолиты описаны как гранатовые, хотя гранат в них и не сохранился, доказательством его присутствия является симплектит, состоящий из диопсида, энстатита и шпинели. В контактовых частях симплектиты замещены агрегатом основного плагиоклаза, оливина и шпинели.

Таким образом, не вызывает сомнения медленное понижение давления с полным замещением граната сначала парагенезисом средних, а затем низких давлений. Все же нельзя полностью исключить и возможность образования пироксен-шпинелевого симплектита в результате прогрессивного метаморфизма без участия в реакции граната. Химический состав всех лерцолитов сходен с составом лерцолитов из кимберлитовых трубок, в том числе пироповых. Комплекс ксенолитов от близповерхностных до глубинных позволил выполнить реконструкцию разреза коры и верхней мантии и отнести гранатовые лерцолиты к наиболее глубинным частям разреза (Kuno, Aoki, 1970).

Соломоновы острова. В тесной связи со щелочными ультраосновными породами типа альнеита на о. Малаита (в карбонатизированной альнеитовой брекчии и в ильменитовых галечниках в районе распро-

странения этих пород) обнаружен комплекс глубинных минералов в виде ксенокристаллов пикроильменита, пиропа, бронзита, хромдиопсида, флогопита (Allen, Deasn, 1965).

Гранат из ильменитовых галечников с $N=1{,}735$—$1{,}745$ и $a_0=11{,}535$—$11{,}54$ Å является типичным пиропом с $f=25\%$ и Са-компонента 11,6%. Гранат из брекчии имеет аналогичный состав ($N=1{,}740$—$1{,}745$, $a_0=11{,}534$ Å).

Клинопироксен содержит до 0,75% Cr_2O_3, слюда — богатый железом флогопит ($Nm=1{,}64$). Интересны закономерные вростки пикроильменита в хромдиопсиде. В массивных альнеитах этого же района известны ксенолиты шпинелевых перидотитов. По всей вероятности, отмеченный комплекс минералов относится к наиболее глубинному и связан с дезинтегрированными пиропсодержащими гипербазитами.

Переходя к описанию находок пиропсодержащих пород в трубках и трубкообразных телах на континентах, остановимся на характеристике известных месторождений на территории СССР.

Минусинский межгорный прогиб. Здесь известны щелочно-базальтоидные трубки взрыва и дайки с ксенолитами пироповых перидотитов. Цемент брекчий представлен лимбургитами и щелочными мелабазальтами. Центральные ядра трубок сложены мелабазальтами с включениями перидотитов. В трубках Терегешской и Бараджульской в искусственном шлихе обнаружены пиропы с $N=1{,}730$—$1{,}734$ и $1{,}754$—$1{,}767$ (Охапкин, Чубугина, 1960). Установлены также хромдиопсид и хромит. В трубке Терегешской были встречены сильно измененные пироповые перидотиты — лерцолиты (Крюков, 1968). Розовато-красный гранат содержит 1,03% Cr_2O_3 и, по данным анализа, до 74% пиропового компонента ($N=1{,}722$—$1{,}735$; $f=14\%$; Са-компонента около 12%). Таким образом доказывается генетическая связь пиропов рассматриваемых трубок с ксенолитами пироповых перидотитов. В ксенолитах этих пород обнаружен также циркон в количестве, достаточном для определения абсолютного возраста по соотношению $Pb^{207}:Pb^{206}$ (1720 ± 100 млн. лет).

В брекчии обнаружен также альмандин-пироповый гранат оранжевого цвета, в котором $N=1{,}750$, $a_0=11{,}555$ Å, $f=24\%$ и Са-компонента 14%. Возможно, он также связан с перидотитами или с включениями магнезиальных эклогитов. В трубках установлены в большом количестве ксенолиты гипербазитов, в том числе и шпинелевых (Крюков, 1968).

Восточный Памир. В бассейнах правых притоков р. Аксу Дун-Кельдык и Бальгын обнажены 9 трубок взрыва, выполненных своеобразными лейцитовыми породами — фергусит-порфирами с многочисленными ксенолитами различных пород (Дмитриев, 1966). Наиболее богата ксенолитами (и единственная, в которой встречены эклогиты) трубка в верховьях р. Агаджан-Джилга. Здесь наряду с эклогитовыми и дистеновыми гранулитами, составляющими группу глубинных включений, отсутствующих среди известных на Памире пород, отмечены ксенолиты пород ранней стадии кристаллизации щелочной магмы и ксенолиты вмещающих пород. Общее содержание ксенолитов составляет до 30% пород трубки. Размеры округлых ксенолитов эклогитов, иногда дистенсодержащих, достигают 20 *см*.

В эклогитовых ксенолитах отмечено повышенное содержание калия по сравнению с эклогитами из кимберлитов и метаморфических пород, что связано с развитием более позднего флогопита и калишпата.

Гранат ($N=1{,}763$—$1{,}780$) переменной кальциевости во многих образцах окружен радиальнолучистой келифитовой каймой. В одном из анализированных образцов гранатов с $f=60\%$ содержится 27% гроссуляра. Клинопироксен, судя по $Ng=1{,}893$—$1{,}702$, $Np=1{,}675$—$1{,}688$, $2V=62°$—$68°$, относится к диопсид-жадеитовому ряду. В некото-

рых образцах эклогитов наблюдается более позднее развитие плагиоклаза среднего состава.

Некоторые гранат-пироксеновые породы характеризуются своеобразным составом минералов. Гранат одной из таких пород (обр. 1-Д) содержит 62,1% гроссуляра, его $f=80\%$, пироксен 2,16% Na_2O (Na-комп 17%) и $Al_{IV}=0{,}17$. Интересно, что порода с аналогичным парагенезисом и близким составом минералов, названная скарноподобной, изучена И. А. Зотовым среди метаморфических пород Памира (Перчук, 1970). Гранат-пироксеновые породы по составу минералов близки к «скарноидам» Кокчетавского массива и Са-гранат-пироксеновым породам максютовского комплекса. В обоих приведенных примерах эти породы тесно ассоциируют с эклогитами.

Судя по характеру комплекса ксенолитов трубки (отсутствие ультраосновных пород и пироповых перидотитов, типичных для комплекса грубинных ксенолитов в кимберлитовых трубках, и присутствие своеобразных «скарноподобных» пород), можно предположить, что они связаны с невскрытой частью разреза метаморфического фундамента Памира. Предположение об их «мантийном» характере (Дмитриев, 1966) нам кажется недостаточно обоснованным даже из сравнения имеющихся данных с материалами по эклогитам кимберлитовых трубок.

Тянь-Шань. В пределах южного склона Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань) установлены трубки взрыва, выполненные эруптивными брекчиями мончикит-лимбургитового и анальцим-базальтового состава (Мушкин, Брейвинская, 1969). В трубках обнаружены ксенолиты вмещающих пород, преимущественно гранитоидов и метаморфических пород. Породы, близкие к эклогитам, отмечены только в трубках Оджук, расположенных в бассейне р. Варзоб среди биотитовых порфировидных гранитов. Гранат ксенолита ($f=34\%$) содержит 16% Са-компонента, клинопироксен богат $Al_{IV}=0{,}22$. В трубках отмечены ксенолиты гипербазитов — пироксенитов иногда оливинсодержащих и редко дунитов.

Украинский кристаллический щит. Интересен факт находки ксенолитов эклогитоподобных пород в дайке лампрофиров (камптонитов) Октябрьского щелочного массива щита (Байраков, 1964), где отмечены также крупные ксенокристаллы ярко-зеленого клинопироксена ($Ng=1{,}704$; $Np=1{,}676$, $2V=54°$), диагностированного как хромдиопсид.

В ксенолитах, относящихся, вероятно, к породам фундамента, отмечен парагенезис клинопироксена, граната, гиперстена, плагиоклаза ($N=50$—55), шпинели, причем показан неоднородный характер граната с колебаниями состава от пиропового до богатого железом. В частности, в оранжевом гранате $N=1{,}744$, $a_0=11{,}603$ Å, в розовом — $N=1{,}755$, $a_0=11{,}497$ Å.

Чешский массив. Вулканические трубки, сложенные измененной брекчией, известны на территории Чехословакии. В шлихах обнаружены пироп, клинопироксен, хромшпинелиды и циркон, что позволило предположить близость пород к кимберлитам (Копецкий, 1960). Для трубок характерно также присутствие многочисленных ксенолитов пироповых перидотитов. Как показало бурение в районе трубки Лингорка, ксенолиты пироповых перидотитов происходят из интрузивного тела, залегающего на глубине 220—490 *м*. Подобные интрузии в большом количестве известны в Чешском массиве.

Изучение материала брекчий показало: 1) существенную роль в них играет монтмориллонит; 2) для них характерно низкое содержание MgO. Это позволило сделать вывод о том, что породы принадлежат щелочным базальтоидам и отличаются от типичных кимберлитов (Kopecky et. al., 1967).

США. В северо-восточной части шт. Аризона и в районах, прилегающих к штатам Юта и Нью-Мексико, известны многочисленные

диатремы и дайки, выполненные материалом щелочных базальтоидов, вплоть до серпентинитов, и породами, близкими к кимберлитам (Watson, 1967). Породы, именуемые кимберлитами, отличаются от типичных кимберлитов низким содержанием K_2O и отсутствием флогопита. В указанных районах они слагают, наряду с резко преобладающим материалом вмещающих пород, брекчии диатрем Гарнет-Ридж, Грин-Нобс, Мул-Эр и дайку Мозес-Рок. Основная масса всех указанных диатрем представлена серпентинитом с примесью монтмориллонита, кальцита и хлорита. В концентратах тяжелой фракции отмечены пироповый гранат, хромдиопсид, ильменит, хромит, оливин.

Среди ксенолитов пород, не относящихся к вмещающим, преобладают кристаллические сланцы, предположительно принадлежащие фундаменту. Редкие находки ксенолитов гипербазитов с хромдиопсидом, не содержащих, однако, ни шпинели, ни граната, известны во всех диатремах. Единственная находка ксенолита пиропсодержащего перидотита известна пока в дайке Мозес-Рок (Gavasci, Helmstaedt, 1969). Обнаружены также пироксениты, состоящие из жадеитового пироксена и богатые таким же пироксеном эклогиты.

Несомненный интерес представляют находки ксенокристаллов пиропа, содержащие в целом ряде случаев включения других минералов (O'Hara, Mercy, 1966). Такие пиропы и включенные в них минералы наиболее детально исследованы в дайке Мозес-Рок (McGetchin, Silver, 1970; McGetchin et. al., 1970). Особенности их состава отражены в табл. 21.

Таблица 21

Особенности химического состава ксенокристаллов пиропа, включенных в них минералов и их железистость (McGetchin, Silver, 1970)

Номера образцов	Пироп					Оливин	Ильменит				Рутил	Ti-клиногумит		Энстатит	
	Mg	Fe	Ca	Cr_2O_3	f	Fo	TiO_2	MgO	FeO	Cr_2O_3	Cr_2O_3	TiO_2	f	Al_2O_3	f
PG-2 . .	70	18	12	1,7	20	94	Есть				Нет	6,8	7		Нет
PG-24 .	68	19	13	1,5	22	93	Нет				»	Нет			»
PG-1B67	68	18	13	2,0	21	Нет	»				»	»		1,1	6
PG-23 .	69	19	12	—	22	—	56	15	27	1,0	2,7	—		0,5	6
PG-6 . .	65	24	11	1,4	25	—	57	12	33	1,0	Нет	Нет			Нет
PG-3 . .	69	19	12	3,0	22	—	Нет				5,3	»			»

Примечания. Окислы—в вес. %, Mg. I, Fe, Ca в пироне, f и Fo в оливине—в мол. %.

Особый интерес представляет титаноклиногумит, очень часто встречающийся не только в виде отдельных ксенокристаллов, но и как включение в пиропе. Находка сростка оливина и титаноклиногумита, а также многоминеральный парагенезис в пиропе (см. табл. 21, обр. PG-2) позволяют оценить его как глубинный минерал. Все это дает возможность более определенно судить о возможном парагенезисе ксенокристаллов титаноклиногумита из кимберлитовой трубки «Русловая» в Якутии (Щелчкова, Бровкин, 1969).

При рассмотрении особенностей состава минералов, ассоциирующих с пиропом в дайке Мозес-Рок (см. табл. 21), обращает на себя внимание присутствие включений хромсодержащего рутила в пиропе (до 5% Cr_2O_3). Такой парагенезис пока неизвестен в якутских и африканских трубках, но, вероятнее всего, индикатором характера парагенезиса (ультраосновного или эклогитового) может быть примесь (или отсутствие) Cr_2O_3 в рутиле. Ильменит близок пикроильменитам из якутских кимберлитов, отличаясь от них (по нескольким анализам) пониженным содержанием Fe^{3+}, о чем можно судить по высокому содержанию TiO_2 (см. табл. 21).

Кальциевый характер клинопироксенов [Ca:(Ca+Mg)=48—50%] свидетельствует о сравнительно невысоких возможных температурах равновесия (около 900—950° С). Хотя наличие H_2O (присутствие титаноклиногумита) при кристаллизации глубинных парагенезисов в верхней части мантии под Колорадским плато можно считать достаточно обоснованным, отсутствие алмазов делает маловероятным допущение о возможных давлениях до 60 *кбар* при $T=900—1000°$ С (McGetchin, Silver, 1970). Независимой проверкой возможности высоких давлений при образовании клинопироксена аризонских трубок могла бы быть проверка серии пироксенов на содержание примеси K_2O, которую можно рассматривать как функцию давления (Н. Соболев и др., 1971).

Интерес представляют также эклогиты, в которых резко преобладает содержание пироксена над гранатом. Хотя по химическому составу они близки к некоторым редким щелочным базальтоидам, их гранаты ($f=60—85\%$) с низким содержанием CaO (3,4—5,7%) отличаются даже от наиболее железистых гранатов эклогитов, связанных с глаукофановыми сланцами.

Клинопироксены характеризуются очень высоким содержанием Na_2O (8,8—12,8%) и соответственно Na-компонента — 60—86% (O'Hara, Mercy, 1966; Watson, Morton, 1969). В их составе отмечена постоянная примесь Fe_2O_3 (3,3—5,1%), что сближает их с пироксенами калифорнийских и южноуральских эклогитов, высокое же содержание Na_2O отличает их от указанных эклогитов. Для диопсид-жадеитовых пироксенов известных метаморфических комплексов установлено, что разрыв смесимости их зависит от давления (Добрецов и др., 1970); в пироксенах аризонских эклогитов можно предположить более высокие давления, при которых указанный разрыв в области содержания 60—80% жадеита ликвидируется.

Лавсонит в аризонских эклогитах, содержащийся иногда в количествах до 5%, можно рассматривать либо как первичный при высоком P_{H_2O}, либо как вторичный при пониженных давлении и температуре. Щелочные амфиболы, характерные для сходных эклогитов Калифорнии и Южного Урала, полностью отсутствуют в аризонских эклогитах, что может рассматриваться, вероятно, как дополнительный довод в пользу вторичной природы амфибола в эклогитах.

Кимберлитовые трубки с пиропом, обнаруженным в концентрате тяжелой фракции, известны также в штатах Канзас, Кентукки (США) и в провинции Онтарио (Канада).

В трубке Стокдейл (шт. Канзас) исследован пироп красного цвета с $f=20\%$ и содержанием $Cr_2O_3=2,8\%$ (Brookins, 1967). Кроме того, в трубке отмечено присутствие зеленых гранатов, в которых повышение N и a_0 связывается с повышением хромистости.

В этой трубке впервые для американского континента обнаружены и исследованы ксенолиты эклогитов, сходные с таковыми из кимберлитов Якутии и Африки (Meyer, Brookins, 1971). Эклогиты содержат гранат ($f=42\%$, Ca-компонента 14%) и клинопироксен с 24% жадеита, причем составы минералов одинаковы в трех изученных образцах. В эклогитах отмечены также рутил, немного сульфидов и керсутита.

В округе Эллиотт (шт. Кентукки) в породах кимберлитоподобной трубки (Watson, 1967) встречен пироп с $f=20\%$ и содержанием Cr_2O_3 5%.

Канада. В провинции Онтарио описана кимберлитовая дайка, содержащая типичный для кимберлитов набор минералов, в том числе пироп с $f=18,1\%$ и содержанием Cr_2O_3 3,4% (Lee, Lowrence, 1968).

Гренландия. В районе Фредериксхаб обнаружены три кимберлитовые дайки, содержащие ксенолиты глубинных перидотитов со шпинелью, а также гранатовые перидотиты (Andrews, Emeleus, 1971). Последние представляют собой лерцолиты, содержащие от 5 до 13%

граната, характеризующегося магнезиальным составом (около 70% пиропа) и значительной примесью уваровита (10% и более). Первичный шпинелид имеет величину отношения Al : Cr значительно больше 1. Энстатит содержит около 1,5% Al_2O_3; низкая примесь Al_2O_3 характерна и для диопсида.

Северная Африка. Многочисленные ксенолиты пироповых перидотитов, описанные под названием «гранатовых пироксенолитов» (Girod, 1967), обнаружены в брекчиях щелочно-базальтового состава в районе распространения вулканических пород массива Атакор в Центральной Сахаре. Эти ксенолиты, наряду с многочисленными обломками метаморфических пород кристаллического фундамента и кристаллами керсутита, шпинели, циркона, ильменита, встречены только в брекчии. Цементом брекчии является однородный анальцимовый базанит.

Породы ксенолитов сложены в основном диопсидом (50—60%) и ортопироксеном (30—40%). Гранат, частично келифитизированный, отмечен в подчиненном количестве (5—8%). Из других минералов присутствует шпинель (до 2%), оливин (1—3%), пирротин, пентландит, а также графит. Диопсид содержит до 0,20 Al_{IV} ($f=14\%$), ортопироксен — 6,05% Al_2O_3 ($f=19\%$). Гранат с $N=1{,}758$ содержит около 60% пиропа, при $f=30\%$ и Ca-компонента 14%, шпинель 3,36% Cr_2O_3; она очень часто окружена мелкими выделениями граната, по всей вероятности, реакционными.

Судя по составу пироксенов, описываемый пироповый перидотит значительно отличается от пироповых перидотитов кимберлитовых трубок и аналогичных пород, известных в коренном залегании. В то же время эта порода близка по минеральному составу к пироксенсодержащим гипербазитам кратера Оаху и гранат-пироксеновым ксенолитам Новой Зеландии.

Кения. Многочисленные ксенолиты пород эклогитового типа установлены в агломератах щелочных базальтов к северо-востоку от Симба (Saggerson, 1968). Судя по химическому составу, они близки к эклогитам кимберлитовых трубок и содержат до 11% ортопироксена. В состав изученного образца входит также клинопироксен (30%), шпинель (4%), гранат (15%), келифит (40%). Вокруг зеленой шпинели развиваются реакционные каймы граната. Выделения граната в клинопироксене, трактуемые как структуры распада богатого глиноземом клинопироксена, вероятнее всего, имеют наложенный, реакционный характер по аналогии с некоторыми ксенолитами в кимберлитах. Клинопироксен, судя по содержанию 1,22% Na_2O в породе, содержит более 3% Na_2O. Гранат определен как пироп ($N=1{,}721$). Отметим, что такие низкие значения N еще не зафиксированы для природных магнезиальных гранатов и в данном конкретном случае возможна погрешность в определении N.

Нигерия. Здесь установлен своеобразный набор ксенокристаллов различных минералов, в том числе и магнезиальных гранатов ($f=27$—35%, Ca-компонента = 13—15%), в щелочных четвертичных лавах и пирокластическом материале (Fritsch, Wright, 1971). Глиноземистые клино- и ортопироксен содержат соответственно 7—10 и 4% Al_2O_3. Обнаружены также амфибол, Fe-Ti окислы, шпинель и плагиоклаз. Размеры ксенокристаллов от 1 до 10 *см*.

Австралия. В восточной части Нового Южного Уэльса известен ряд трубкообразных и дайкоподобных тел, сложенных брекчией щелочных пород, содержащих в виде включений породы, частично сходные с ультраосновными, эклогитовыми и эклогитоподобными ксенолитами кимберлитовых трубок Якутии и Южной Африки (Card, 1902; Lovering, White, 1969; Lovering, 1964).

Наиболее изучена трубка «Дилигейт», объединяющая две брекчиевые трубки (около 0,4 *км* в диаметре каждая). В них содержатся

многочисленные ксенолиты эклогитов и эклогитоподобных пород и более редкие ксенолиты гипербазитов. Расположена трубка близ границы штатов Новый Южный Уэльс и Виктория. Составы минералов, в особенности пироксенов, содержащих 18—25% компонентов Чермака, существенно отличаются от кимберлитовых. Гранаты при колебаниях f от 24 до 49% содержат 12—21% Са-компонента. Характерно, что многие плагиоклазсодержащие гранат-пироксеновые ксенолиты той же трубки характеризуются близким составом минералов, что указывает на близость условий их образования (Lovering, White, 1969). Эклогитоподобные породы в большинстве случаев содержат богатый серой скаполит и в трубках «Дилигейт» и «Руби-Хилл» сходны между собой, а также с породой, известной из Ганы (Knorring, Kennedy, 1958).

Постоянный характер ксенолитов в пространственно разобщенных трубках позволили высказать предположение о широком распространении эклогитоподобных пород со скаполитом в нижних частях кристаллического фундамента Австралии (Lovering, White, 1969). Эклогитовые и ультраосновные включения без граната рассматриваются как отторженцы верхней мантии. Сами трубки во всех отмеченных случаях отличаются от кимберлитовых трубок химизмом слагающих их брекчий и массивных пород, имеющих основной щелочной состав. Близкий возраст трубок, определенный K-Ar методом (170—180 млн. лет) позволяет датировать их внедрение мезозоем (Lovering, Richards, 1964).

Изложенный фактический материал дает возможность выделить общие особенности в составе минералов из глубинных ксенолитов, обнаруженных в вулканических аппаратах и вулканических брекчиях. Характеризуясь в общем сходным парагенезисом (гранат с клинопироксеном — главные минералы), эти ксенолиты довольно четко подразделяются на породы разного типа — пиропсодержащие перидотиты и близкие к ним эклогитовые породы, с одной стороны, и породы, содержащие скаполит и плагиоклаз — с другой.

Несмотря на близость к пироповым перидотитам по парагенезису, породы первого типа отличаются от известных пиропсодержащих гипербазитов, найденных в коренном залегании и в кимберлитовых трубках, особенностями состава породообразующих минералов, в частности пироксенов. В них отмечена необычная ассоциация пиропового граната с богатым алюминием клинопироксеном (содержание компонента Чермака достигает 25%) и ортопироксеном с повышенным содержанием Al_2O_3 (4—6%). Примером могут служить известные находки перидотитовых ксенолитов кратера Оаху в океанической области, а также эклогитовых ксенолитов Новой Зеландии, Австралии и Центральной Сахары. Характерной особенностью этих пород, в частности гипербазитов кратера Оаху, является колебание железистости граната в перидотитовом парагенезисе (от 25% почти до 50%), одновременно с колебаниями железистости ассоциирующих оливина и пироксенов. По особенностям состава пироксенов отмеченные породы сопоставимы с пироксеновыми гнейсами и шпинелевыми перидотитами без граната. По условиям образования они являются переходными породами к типичным эклогитам кимберлитов и образовались при высоких температурах, но более низких давлениях(Lovering, White, 1969; Irving, Green, 1970).

Плагиоклаз- и скаполитсодержащие ксенолиты эклогитового типа имеют аналоги в толщах, относящихся преимущественно к наиболее высокотемпературным фациям. Ксенолиты этого типа несомненно связаны с кристаллическим фундаментом.

Особый и, пожалуй, наиболее редкий тип включений — эклогитовые ксенолиты из трубок шт. Аризона, в которых в парагенезисе с малокальциевыми альмандин-пироповыми гранатами отмечены клинопироксены, очень богатые жадеитом (около 60%). Включения гипер-

базитов и многочисленные зерна пиропов, обнаруженные там же, свидетельствуют о возможном происхождении этих эклогитов из мантии.

Наряду с отмеченными типами ксенолитов известны ксенолиты пироповых перидотитов, несомненно захваченные брекчией при прорыве аналогичных интрузий. Примером могут служить брекчиевые трубки Чехословакии. В отличие от других районов земного шара в пределах Чешского массива широко распространены небольшие интрузии пироповых перидотитов. В трубках же Минусинского прогиба, так же как и во многих кимберлитовых трубках Якутии и Африки, отмечены находки сходных порфировидных пироповых перидотитов, однако интрузии подобных пород отсутствуют в этих районах даже в наиболее глубоко эродированных частях кристаллического фундамента. Следовательно, для многих случаев также сохраняется возможность выноса таких ксенолитов непосредственно из мантии.

И, наконец, отдельно обособляются случаи находок зерен типичных пиропов в вулканических породах, в которых отсутствуют ксенолиты. Выше был описан случай присутствия пиропов в альнеитовой брекчии Соломоновых островов. Отметим, что аналогичные находки были сделаны также в альнеитовой дайке в Итака, в шт. Нью-Йорк (Martens, 1924), причем пироп был обнаружен там вместе с богатым никелем магнезиальным оливином, энстатитом, хромитом, хромдиопсидом и графитом. Ксенокристаллы пиропа известны также из диатрем в районе Файф, в Шотландии (Balsilie, 1927), среди пород щелочно-базальтовой провинции. Очевидно, в большинстве случаев пиропы попадают в вулканические брекчии в результате полного дробления глубинных пиропсодержащих ксенолитов.

Особо следует подчеркнуть близкий характер состава брекчий и лав, содержащих ксенолиты. Это в большинстве случаев щелочные основные породы, резко отличающиеся по химизму от кимберлитов. Иногда ксенолиты встречаются даже в богатых калием лейцитовых породах.

Почти во всех рассмотренных местонахождениях глубинных пиропсодержащих ксенолитов присутствуют также ксенолиты шпинельсодержащих гипербазитов, характеризующиеся более широким распространением.

§ 25. МИНЕРАЛОГИЯ, ПАРАГЕНЕЗИСЫ И СОСТАВ ПОРОД ФАЦИЙ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Минеральный состав пород и парагенезисов, относимых нами к фациям высоких давлений верхней мантии, так же как и эклогитов земной коры, характеризуется резко повышенной ролью гранатов и специфических клинопироксенов. Эта особенность отчетливо отличает эти породы от парагенезисов сходного химического состава (ультраосновные и основные), но образовавшихся в условиях более низких давлений. Подчеркивая особую роль гранатов и клинопироксенов, имеющих очень разнообразный состав, отметим, что эти породы содержат энстатит, оливин, хромшпинелиды, ильменит, дистен, корунд, рутил. Этот список свидетельствует о том, что минеральный состав пород по количеству минеральных групп и видов не очень разнообразен, особенно в сравнении с фациями низких давлений. Приводимая ниже характеристика минералов имеет целью продемонстрировать оригинальные признаки, важные для достоверного выделения парагенезисов каждой из двух рассматриваемых фаций — графит- и алмазсодержащей.

Гранат — характерный породообразующий минерал как ультраосновных так и основных парагенезисов, относимых к фациям верхней мантии. В первых он представлен магнезиальными разностями,

во вторых — магнезиально-железистыми. Оба состава содержат переменную примесь кальциевого компонента. Общая характеристика состава гранатов метаморфических пород и в том числе фаций верхней мантии дана нами ранее (Добрецов и др., 1970). Ниже приводятся в основном только данные, дополняющие эту характеристику.

Еще совсем недавно описания составов магнезиальных гранатов из глубинных ксенолитов и кимберлита приводились в качестве подтверждения полного сходства составов всех гранатов ультраосновных пород по железистости и содержанию кальция с небольшими отклонениями только по содержанию хрома (Соболев, 1964; Добрецов и др., 1970). Продолжение целенаправленного изучения минералогии глубинных ксенолитов из кимберлитов Якутии и Южной Африки, а также исследование гранатов, ассоциирующих с алмазами, привело к существенному расширению представлений о пределах колебания составов этих гранатов как по содержанию CaO, так и Cr_2O_3.

Постоянная низкая железистость является общим признаком гранатов ультраосновных пород, который положен в основу их детального исследования. Исходя из этого доказанного положения, очевидно, что колебания величины показателя преломления хромсодержащих гранатов из перидотитов и кимберлитов зависят только от переменного содержания Cr_2O_3 (Н. Соболев, 1971_2). Интервал же таких колебаний очень широк (1,734—1,803). Кальциевость этих гранатов также меняется в широких пределах и зависит преимущественно от характера их парагенезиса. Таким образом, все возможное разнообразие магнезиальных гранатов ультраосновных пород можно выразить графически, учитывая изменение содержания хрома и кальция. Такой график, построенный на основании содержания кальциевого (гроссуляр+андрадит+уваровит) и хромового (кнорринг ит+уваровит) компонентов, представлен на рис. 58. Левая часть графика отображает колебания кальциевости и железистости тех же гранатов. Диагональю квадрата является содержание уваровита (с учетом андрадита), и все точки, находящиеся правее этой диагонали, характеризуют составы, содержащие избыток хрома по отношению к кальцию, т. е. магний-хромовый компонент — кнорринг ит (Nixon, Hornung, 1968).

Точки составов наиболее распространенных и мало отличающихся друг от друга гранатов из перидотитов и кимберлитов концентрируются в левой части диаграммы. Колебания кальциевости этих гранатов составляют 8—17%, а хромистости — от 0 до 10—12%. Все остальные составы, нанесенные по данным около 100 анализов, относятся к редким разновидностям и представлены в большинстве случаев результатами оригинальных исследований (Н. Соболев, 1971_2). Область возможных составов магнезиальных природных гранатов с переменным содержанием кальция и хрома ограничена точками составов, установленных пока в качестве предельных по содержанию этих компонентов. Эти четыре точки (см. рис. 58, 1—4) относятся к следующим образцам: обр. АО-458 (1) — включение в якутском алмазе (Н. Соболев и др., 1969); обр. К-47 (2) — из концентрата кимберлитовой трубки «Као», Лесото (Nixon, Hornung, 1968); обр. Ил-1 (3) из концентрата трубки «Дальняя»; обр. 3-52 (4) — из сростка с хромсодержащим дистеном и корундом трубки «Загадочная» в Якутии (Н. Соболев, 1971).

Широкие колебания содержания Cr-компонента характерны для пиропов с низким содержанием кальция, известных в основном только в ассоциации с алмазами. Эти же гранаты имеют наименьшую величину железистости (10—15%) и представляют собой, по сути, новый, ранее не известный тип состава. Действительно, при сравнении среднего состава малокальциевых пиропов (табл. 22) с обобщенным составом гранатов ультраосновных пород (Добрецов и др., 1970) отчетливо видно, что состав первых приближается к составу теоретически чистого

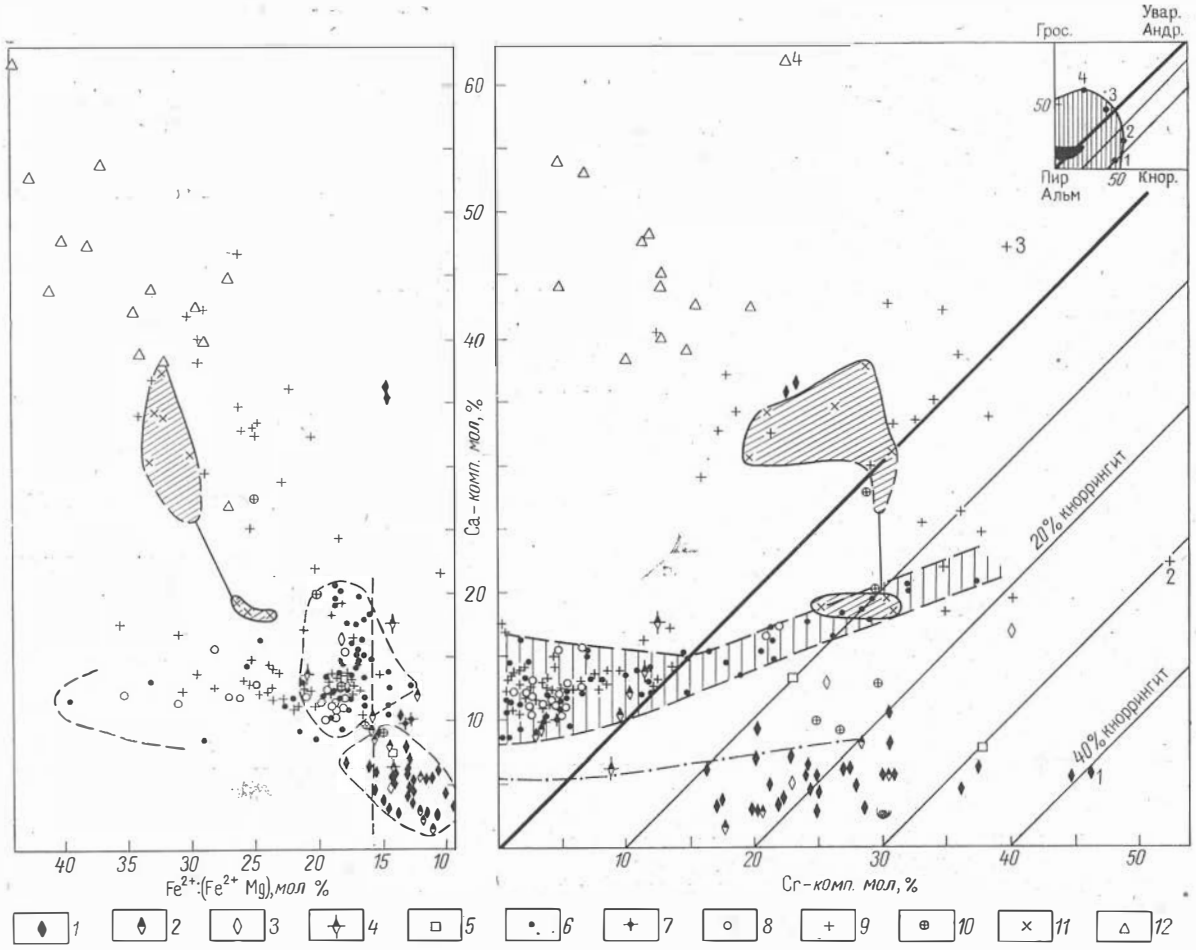


Рис. 58. Особенности состава магнезиальных гранатов в кимберлитах с переменным содержанием хрома из:

1 — алмазов; *2* — сростков с алмазами; *3* — алмазоносных перидотитов; *4* — гранат-диопсид-алмазных сростков; *5* — оливинитов; *6* — вебстеритов и лерцолитов; *7* — лерцолитовых парагенезов включений в алмазах; *8* — перидотитов метаморфических комплексов; *9* — кимберлитового концентрата; *10* — гранат-пироксен-хромитовых сростков; *11* — зон зонального граната (косая штриховка); *12* — гроспидитов и сростков с хромсодержащим дистеном. Штрихпунктирная линия ограничивает сверху гранаты, возможные в парагенезе с моноклинным пироксеном, богатым Na. Во врезке штриховкой дано поле редких гранатов, выявленное новыми исследованиями; черные точки — типичные краевые составы; черное поле — обычные гранаты перидотитов и кимберлитов

Таблица 22

Средние содержания (числитель) и стандартные отклонения (знаменатель) компонентов (мол. %) в магнезиальных гранатах из кимберлитовых трубок и их железистость (%)

Парагенетический тип	Число анализов		Пироп	Альмандин	Спессартин	Гроссуляр	Андрадит	Уваровит	Кноррингит	Ca-компонент	Cr-компонент	Mg-компонент	f
Гарцбургит-дунитовый парагенезис включений в алмазах . .	29	$\bar{x}$	59,4	10,1	0,5	—	3,4	2,0	24,2	5,3	26,2	83,6	13,0
		S	7,6	2,2	0,1		1,4	2,0	7,9	2,0	7,6	3,3	1,4
Лерцолитовый парагенезис включений в алмазах	8	$\bar{x}$	75,2	11,5	0,5	0,8	4,5	5,7	1,8	11,1	7,5	77,0	15,3
		S	1,6	1,9	0,2	0,7	0,3	2,4	2,0	1,4	4,1	4,1	2,7
Верлитовый парагенезис в алмазе	1		57,1	5,8	0,6	7,0	5,9	23,6	—	35,6	23,6	57,1	14,5
Лерцолиты (порфировые перидотиты), трубка «Удачная» . .	20	$\bar{x}$	56,7	11,3	0,7	—	7,5	9,8	14,5	16,7	24,3	71,5	17,1
		S	7,7	1,7	0,2		2,1	4,9	7,1	2,5	3,7	2,0	1,1
Верлитовый парагенезис (зеленые гранаты из кимберлита) . .	16	$\bar{x}$	45,8	14,0	0,9	2,1	6,5	26,1	4,4	34,8	30,6	50,2	26,0
		S	4,8	2,3	0,4	3,1	2,2	2,0	4,3	6,6	6,4	6,4	3,5

магнезиального граната с существенной примесью хрома, вдвое меньшей кальциевостью и пониженной железистостью.

С повышением содержания кальция в общей выборке хромсодержащих гранатов фиксируется повышение их железистости. Эта тенденция характерна не только для отдельных зерен гранатов из кимберлитового концентрата, но и для уникального образца зонального граната из кимберлита (Харькив, Соболев и др., 1972). Составы различных зон этого граната показаны на рис. 58 косой штриховкой. Если же рассматривать отдельно составы гранатов, относящихся к алмазсодержащей фации, то можно сделать вывод об отсутствии указанной тенденции для этой фации. Так, кроме малокальциевых среди гранатов, ассоциирующих с алмазами, выделен тип составов с более высокой примесью CaO, относящихся, по всей вероятности, к лерцолитовому парагенезису (см. табл. 22). По железистости они значимо отличаются от гранатов из лерцолитов безалмазной фации. К тому, же, наиболее кальциевый из известных в природных условиях пиропов с примесью хрома, зафиксированный в верлитовой ассоциации в одном кристалле алмаза (Н. Соболев, Бартошинский и др., 1970), также характеризуется очень низкой железистостью (см. табл. 22).

Следовательно, именно низкая железистость хромсодержащих гранатов может служить в качестве дополнительного диагностического признака, позволяющего отличать гранаты фации алмазоносных перидотитов и эклогитов от гранатов фаций меньших давлений. В связи с этим можно полагать, что многие богатые хромом зеленые гранаты из кимберлитов, отмеченные в виде индивидуальных зерен и принадлежащие по ряду признаков верлитовой ассоциации, не относятся к фации с алмазом по признаку высокой железистости (см. табл. 22).

Новые материалы позволили значительно расширить представления об особенностях состава гранатов из перидотитов кимберлитовых трубок, содержащих двупироксеновый парагенезис. Так, в ксенолитах высокотемпературных пород такого типа из трубки «Удачная» изучены гранаты, содержащие почти до 13% Cr_2O_3, причем на их примере установлена положительная корреляция содержания хрома и кальция (Н. Соболев и др., 1969). Средний состав гранатов из этих перидотитов характеризуется отчетливым повышением содержания хрома и соответственно кальция и некоторым понижением железистости по сравнению с типичными пиропами кимберлитов (см. табл. 22).

Точки состава гранатов из перидотитов, известных в земной коре в метаморфических комплексах, располагаются за редкими исключениями в пределах поля составов гранатов с низким содержанием хрома (см. рис. 58). При изучении большой коллекции гранатов повышенное содержание Cr_2O_3 порядка 7,0% отмечено только в единичных образцах из перидотитов Чешского массива (Fiala, 1965). Более высокое содержание Cr_2O_3 возможно только в гранатах, образовавшихся при более высоких давлениях, чем пироповые перидотиты земной коры. Подтверждением этого являются находки более богатых хромом гранатов только в ассоциациях наиболее высоких давлений.

Особый тип представляют гранаты, в составе которых практически отсутствует примесь хрома, а железистость для серии образцов колеблется в довольно широких пределах. Окраска их желтая, оранжевая до красной и они входят в состав различных эклогитов и гроспидитов. Гранаты эклогитов, в том числе алмазоносных, а также гранаты желто-оранжевого цвета, ассоциирующие с алмазами во включениях и сростках, характеризуются колебаниями кальциевости от 8 до 40% (рис. 59). Это практически соответствует всему интервалу кальциевости гранатов, включая эклогиты метаморфических комплексов.

Установление непрерывного ряда магнезиально-кальциевых гранатов с примесью железа в дистеновых эклогитах и гроспидитах трубки

«Загадочная» позволило заполнить ранее пустовавшую область составов диаграммы пироп — альмандин — гроссуляр.

Объединение точек составов всех известных анализированных гранатов эклогитового типа из кимберлитовых трубок позволяет сделать вывод о непрерывности их состава не только по содержанию Са-компонента (практически до чистого гроссуляра), но и по железистости, вплоть до 60 и даже 70%. Именно повышение железистости некоторых гранатов из эклогитов кимберлитовых трубок вызывали сомне-

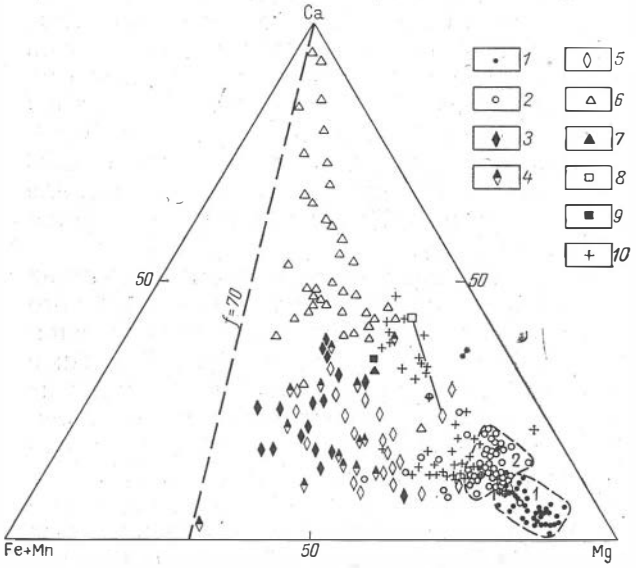


Рис. 59. Составы Ca-Mg-Fe гранатов из кимберлитовых трубок

Хромовые пиропы из: *1* — алмазов, *2* — ксенолитов перидотитов; *3* — гранаты алмазоносных эклогитов; Mg-Fe бесхромовые гранаты из: *4* — алмазов, *5* — ксенолитов эклогитов, *6* — ксенолитов дистеновых эклогитов и гроспидитов, *7* — алмазоносного дистенового эклогита, *8* — корундового эклогита, *9* — алмазоносного корундового эклогита, *10* — кимберлитового концентрата. 1, 2 — поля гранатов типа *1* и *2*

ния о их глубинном происхождении. Установление целой серии составов с переменной железистостью позволяет довольно обоснованно рассматривать даже наиболее железистые члены этой серии как продукты кристаллизации вещества верхней мантии.

Широкие колебания железистости гранатов глубинных эклогитов не позволяют согласиться с выводами, сделанными при классификации всех известных гранатов из эклогитов (Coleman et al., 1965; Smulikowski, 1964, 1968) о том, что гранаты эклогитов из кимберлитовых трубок наиболее магнезиальны по сравнению с эклогитами земной коры. Как по кальциевости, так и по железистости гранаты эклогитов кимберлитовых трубок во многих случаях практически аналогичны гранатам из эклогитов гнейсовых комплексов, отличаясь только от гранатов из эклогитов, связанных с глаукофановыми сланцами.

Несмотря на сходство по основным компонентам — кальциевости и железистости, детальные исследования и сопоставление гранатов из эклогитов разных типов позволили обнаружить четкие признаки отличия их для различных условий.

Прежде всего это относится к отличиям в содержании примеси TiO_2. Хотя химическими анализами в гранатах эклогитов метаморфических комплексов и устанавливалась примесь TiO_2 до 1,0% и даже несколько выше, позднее было показано (с применением микроанализатора), что эта примесь обусловлена микровростками рутила (Knowles et al., 1969; Добрецов и др., 1971) и примесь TiO_2 в этих гранатах практически не превышает 0,1%. Исследования состава, выполненные аналогичным методом, для гранатов из эклогитов кимберлитовых трубок показали наличие широких колебаний содержания примеси TiO_2,

вплоть до 1,2%. Повышенные содержания TiO_2 как в эклогитовых, так и в перидотитовых гранатах (до 1,6 вес. %) позволили с применением методов математической статистики сделать вывод о шестерной координации титана в пироп-альмандиновых гранатах и о его вероятном вхождении в виде титан-андрадитового компонента (Н. Соболев, 1971₂). Эта особенность явно свидетельствует в пользу более высокотемпературного характера гранатов из ксенолитов эклогитов, по сравнению с эклогитами метаморфических комплексов.

Аналогичный вывод можно сделать из особенности однородного состава гранатов глубинных эклогитов и отсутствию в них зональности по распределению таких компонентов как Mg и Fe. Такая зональность типична для гранатов из эклогитов метаморфических комплексов и может быть также доводом в пользу их более низкотемпературного происхождения.

Изоморфная примесь натрия, установленная в пироп-альмандиновых гранатах, ассоциирующих с алмазами, связывается с влиянием особо высоких давлений, способствующих осуществлению начальных стадий перехода кремния в шестерную координацию (Sobolev, Lavrent'ev, 1971), что подтверждено экспериментально (Ringwood, Major, 1971). Эта примесь фактически отсутствует в гранатах из эклогитов метаморфических комплексов.

Клинопироксены фаций высоких давлений, несмотря на их очень большое разнообразие, можно разделить по двум главным типам составов — ультраосновному и основному (эклогитовому). Главными отличительными признаками первого типа являются низкая железистость и наличие примеси Cr_2O_3. Для вторых характерны полное отсутствие хрома и более высокая железистость. Пироксены указанных типов отличаются также по содержанию Na_2O — низкому для первого и повышенному для второго типа. В то же время отметим, что в редких случаях примесь хрома устанавливается в богатых натрием пироксенах основных составов, а примесь натрия — в бедных Al_2O_3 и богатых Cr_2O_3 ультраосновных разностях. Группа пироксенов, так же как и гранатов, детально охарактеризована ранее (Добрецов и др., 1970, 1971); приводимые нами материалы являются лишь дополнением к характеристике глубинных пироксенов. Важная особенность клинопироксенов ультраосновных пород — наличие твердого раствора энстатита.

В известных анализах величина отношения $Ca:(Ca+Mg)$ варьирует в широких пределах — от 50 до 30%. Если учитывать общий твердый раствор ортопироксена, т. е. отношение $Ca:(Ca+Mg+Fe^{2+})$, то отмеченные пределы расширятся до 27%. До недавнего времени предлагалось выделять кальциевые и субкальциевые пироксены с величиной кальциевости соответственно 50—44 и 36—32% (Boyd, 1970) с предполагаемым разрывом смесимости. Однако было показано, что этот разрыв является кажущимся и обусловлен только недостаточной представительностью материала (Sobolev, 1971).

Накопленные материалы исследований по составам клинопироксенов фаций высоких давлений верхней мантии позволяют значительно более детализировать их парагенетические типы и выделить некоторые новые. Эти данные параллельно с особенностями состава ассоциирующих гранатов представлены в табл. 23. Следует подчеркнуть, что приведенные данные по гранатам относятся не к составу гранатов из данного типа пород вообще, а только к тем гранатам, для которых известны анализы сосуществующих пироксенов, включенных в выделенные средние цифры. В табл. 23 средние составы пироксенов представлены не по фациям, а по типам пород. К фации гранатсодержащих эклогитов относятся парагенетические типы 2, 3, 5, 6, 6а, 9 (а, б, в), 11. К фации алмазоносных перидотитов относятся типы 1, 7, 8, 10, 12. Составы пи-

Средние (вес. %) содержания (числитель) и стандартные (в единицах кристаллохими (на 6000 атомов кислорода) и некоторые осо

Породы	Номер типа	Типы пород и агрегатов	Al_{IV}	Al_{VI}	Ti	Cr	Fe^{3+}	Fe^{2+}
Перидотиты	1	Включения и сростки с алмазами	7	131	5	105	—	58*
			9	73	4	116		13
	1а	Гранат-пироксен-хромитовые сростки из трубки «Мир»	1	142	3	142	22	56
			0	42	1	44	12	13
	2	Пироповые лерцолиты трубки «Удачная»	13	49	6	42	—	89*
			19	11	3	14		17
	3	Пироповые лерцолиты из кимберлитов	44	64	6	42	—	91*
			16	19	4	24		31
	4	Пироповые перидотиты метаморфических комплексов	52	53	4	22	22	59
			21	31	4	13	15	20
	5	Вебстериты из кимберлитов	61	171	11	15	34	45
			29	77	7	10	22	24
Эклогиты	6	Эклогиты из кимберлитов	51	311	12	3	58	80
			30	88	4	2	18	43
	6а	То же	33	198	11	6	67	97
			21	72	2	2	17	45
	7	Включения в алмазах	23	292	8	2	24	170
	8	Алмазоносные эклогиты	7	455	12	1	24	104
			8	92	4	1	25	30
	9	Гроспидиты и дистеновые эклогиты трубки «Загадочная»	73	583**	5	—	—	56*
			35	129	3			19
	9а	Дистеновые эклогиты	89	518**	5	—	—	72*
			45	62	2			16
	9б	Гроспидиты	83	519**	5	—	—	61
			23	61	4			6
	9в	Натровые гроспидиты	53	740**	5	—	—	36*
			26	113	3			12
	10	Дистеновые эклогиты трубки «Робертс-Виктор»	90	646	9	1	—	52*
	11	Корундовый эклогит	256	483	3	1	19	22
	12	Корундовый алмазоносный эклогит	27	751	12	—	—	39*

* Все железо в виде Fe^{2+}.

** Элемент содержится вместе с Cr^{3+}.

Таблица 23

ческой формулы) отклонения (знаменатель) катионов в клинопироксенах глубинных включений бенности состава ассоциирующих гранатов

Mn	Mg	Ca	Na	f', %	f, %	Ca; Ca+ +Mg	Ca; Ca+ +Mg+Fe	Гранаты			Число анализов
								Са-комп.	f, %	Cr-комп.	
3	784	657	261	—	7,2	45,6	43,5	—	—	—	17
2	168	167	171		2,3	2,6	2,8				
—	718	599	310	7,4	9,9	45,3	43,4	20,4	20,6	28,4	5
	71	96	77	1,7	1,0	1,9	2,2	11,7	4,9	2,1	
1	1017	697	105	—	8,1	40,6	38,7	16,2	17,3	22,5	14
1	24	44	13		1,3	2,3	2,2	2,6	0,4	6,3	
3	954	730	134	—	8,9	43,3	41,2	12,8	19,7	8,0	12
1	107	106	42		2,3	6,0	6,1	1,8	3,2	2,2	
2	919	838	104	6,0	8,1	47,7	46,1	12,6	25,4	5,2	15
1	58	65	37	2,1	2,7	1,9	1,9	1,8	10,2	5,2	
1	818	720	188	5,2	8,2	46,8	45,5	10,9	22,5	—	14
1	90	75	60	3,0	3,2	2,5	2,6	1,4	7,7		
2	629	569	325	10,9	18,0	47,6	44,5	19,1	39,5	—	20
2	113	76	82	4,8	4,3	1,3		7,0	7,7		
4	753	610	251	11,7	18,5	44,8	41,8	10,8	32,4	—	8
2	97	62	60	5,4	5,1	2,1	2,33	1,4	8,1		
2	594	616	302	22,6	25,1	50,9	44,6	30,9	45,9	—	4
1	455	463	486	18,4	21,5	50,7	45,6	24,7	49,4	—	16
1	89	50	78	3,5	5,4	2,4	2,2	8,3	7,3		
0	393	477	427	—	13,5	56,2	51,5	62,3	44,2	—	20
	132	104	97		4,8	6,6	6,5	17,2	7,8		
—	466	499	398	—	13,9	51,9	48,1	40,5	43,0	—	5
	80	67	74		4,1	1,1	1,2	6,4	4,7		
1	454	540	362	—	11,9	54,5	53,1	61,0	41,9	—	8
1	59	45	41		1,6	1,7	1,9	6,4	4,7		
—	237	366	539	—	15,2	62,8	59,4	82,3	48,7	—	6
	110	94	84		6,4	7,3	7,3	6,2	8,0		
1	333	427	504	—	13,7	55,9	55,2	41,6	40,4	—	3
1	518	695	230	4,1	7,3	57,3	56,3	42,3	23,5	—	1
0	218	249	712	—	15,2	53,3	49,2	35,2	35,4	—	1

роксенов из пироповых перидотитов метаморфических комплексов (4) помещены здесь для сравнения.

В некоторой степени условно нами выделен тип пироксенов из включений и сростков с алмазами (см. табл. 23, 1), в котором объединяются, вероятно, несколько различных ассоциаций. Эти пироксены характеризуются очень широкими колебаниями содержания Na_2O и Cr_2O_3 (а также Al_2O_3), что резко отличает их от пироксенов перидотитов, составы которых различаются в основном только величиной отношения Ca : (Ca+Mg).

Те же тенденции в изменении состава, что и для пироксенов первого типа, но в более четком виде, проявлены в пироксенах условного типа 1а, для которого затруднительно однозначное определение фациальной принадлежности. Это — пироксены из своеобразных сростков ультраосновного состава трубки «Мир», в которых определены также и составы ассоциирующих гранатов. Как пироксены, так и гранаты резко отличаются по составу от минералов перидотитов из типов 2, 3 и 5, приближаясь по своим особенностям к составу минералов, ассоциирующих с алмазами. Однако по некоторым особенностям состава минералов этих сростков, в частности по составу хромшпинелидов с переменной примесью магнетитового компонента, мы относим их к безалмазной фации.

Для общей выборки пироксенов из перидотитов (см. табл. 23), исключая отдельно выделенные нами пироксены из особых высокотемпературных перидотитов трубки «Удачная» (см. табл. 23, 2), новым является раздельное рассмотрение их состава в лерцолитах и вебстеритах (см. табл. 23, 5) и установление более высоких средних содержаний натрия в перидотитовых пироксенах по сравнению с содержаниями, имеющимися в прежних сводках. Для лерцолитов из трубок характерна довольно постоянная примесь натрия в пироксенах. Для вебстеритов же она значимо отличается в сторону повышения. Дополнительной проверкой роли натрия является сопоставление суммарного содержания Al и Cr в пироксенах ультраосновных пород, так как очень незначительная примесь Al_{IV} позволяет считать Na=Al+Cr, что проиллюстрировано графиком рис. 60. При таком сопоставлении ксенокристаллы хромдиопсида в кимберлите попадают по особенностям состава в группу пироксенов лерцолитов. Отметим, что то же самое характерно и для индивидуальных зерен граната из кимберлита.

Колебания величины кальциевости клинопироксенов перидотитов [Ca : (Ca+Mg)] свидетельствуют о разных температурах их равновесия. По этому устойчивому признаку пироксены перидотитов трубки «Удачная» значимо отличаются от всех других пироксенов ультраосновных пород. Эти пироксены (и гранаты) порфировых перидотитов трубки «Удачная» вообще занимают особое положение (см. табл. 23, 2), характеризуясь высокой хромистостью, пониженной железистостью и постоянной устойчивой примесью K_2O (для пироксенов).

В качестве переходных по составу между пироксенами ультраосновных пород и эклогитов можно рассматривать пироксены типов 5 и 6а с близкими составами ассоциирующих гранатов. В этих пироксенах повышена примесь натрия (и соответственно Al_{VI}), а в типе 6а — и железистость. Для пироксенов типа 5 интерес представляет их устойчивый сравнительно более низкотемпературный характер по сравнению с пироксенами лерцолитов (тип 3), что подтверждается меньшей величиной среднего квадратического отклонения, а также положением точек на гистограмме рис. 60.

В общей выборке пироксенов из эклогитов отмечается устойчивое повышенное содержание натрия. Аналогичная примесь Na-компонента зафиксирована и для пироксенов эклогитового типа, включенных в алмазы (см. табл. 23, 7), причем для сопоставления нами взяты только

те случаи, когда в одном алмазе изучены и пироксен и гранат. Однако следует отметить, что колебания содержания Na-компонента в этих пироксенах довольно широки (16—47%) и цифра 30% (или 302 атома Na на 6000 атомов O) лишь очень приблизительно отражает эти осо-

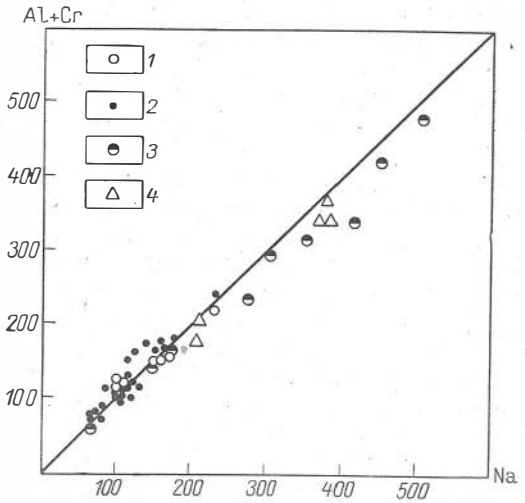


Рис. 60. Связь содержания Na и Al+Cr (рассчитанная на 6000 атомов кислорода) в клинопироксенах ультраосновных парагенезисов:

1 — включения в алмазах; *2* — перцолиты из кимберлитов; *3* — сростки с алмазами; *4* — сростки в кимберлите

бенности. Сопоставляя составы этих пироксенов с пироксенами алмазоносных эклогитов (см. табл. 23, 8), можно сделать вывод о возможной локальной неоднородности исходных составов по содержанию натрия. В пользу такого заключения, по нашему мнению, свидетельствует устойчивое повышенное содержание натрия в пироксенах алмазоносных эклогитов, взятых практически полностью из одной трубки «Мир», и аналогичного высокого содержания Na-компонента в пироксене из алмаза этой же трубки.

С точки зрения подтверждения роли натрия в зависимости от повышения давления особый интерес представляют дистеновые, корундовые эклогиты и гроспидиты. Средний состав пироксенов из гроспидитов и связанных с ними дистеновых эклогитов (см. табл. 23, 9) позволяет подтвердить вывод (Sobolev, 1968; Sobolev et al., 1968) о значительной роли натрия в пироксенах глубинных эклогитов.

Для пироксенов гроспидитов установлен также избыток Al_{IV}, который, так же как и их кальциевость, положительно коррелируется с кальциевостью ассоциирующих гранатов. Особенно четко эта связь наблюдается для пород, содержащих гранаты с кальциевостью более 75% (см. табл. 23, 9в).

Практически полное отсутствие Al_{IV} в таких клинопироксенах, о чем свидетельствует высокое содержание Si (более 1,90), исключает возможность отнесения избыточного CaAl-компонента к компоненту Чермака. Здесь можно предположить гипотетический компонент с замещением по схеме $3Mg \rightleftarrows 2Al$ и дефицитом суммы катионов. Возможность такого замещения в составах серии жадеит — анортит с растворением избыточного SiO_2 в пироксене показана экспериментально (Mao, 1971).

Повышение роли натрия с повышением давления наглядно иллюстрируется при сравнении средних составов пироксенов дистеновых эклогитов трубок «Загадочная» и «Робертс-Виктор»» (см. табл. 23, 9а, 10), ассоциирующими со сходными в среднем гранатами. Для типа 10 характерна значительно повышенная примесь Na_2O. Аналогичная закономерность наблюдается и при сравнении составов пироксенов корундовых эклогитов, относящихся к разным фациям (см. табл 23, 11, 12).

Пироксен алмазоносного корундового эклогита очень богат Na_2O и следовательно, жадеитовым компонентом (71% жадеита).

В заключение остановимся на некоторых общих особенностях состава клинопироксенов фаций высоких давлений верхней мантии, большая часть которых выявлена впервые и не учитывалась ранее в систематике пироксенов. Прежде всего это наличие всех промежуточных составов в ряду диопсид — жадеит. Доказано также наличие широкого непрерывного ряда твердых растворов диопсид — клиноэнстатит в природных пироксенах. Этот ряд является непрерывным в интервале Ca : (Ca + Mg) 50—30%, а с учетом Fe^{2+} — даже до 27%.

Общей особенностью всех рассматриваемых клинопироксенов, относящихся к фациям высоких давлений, является резкое преобладание Al_{VI} над Al_{IV}, характерное для клинопироксенов из эклогитов вообще (White, 1964). Однако даже и на фоне общего низкого содержания Al_{IV} устанавливается его закономерное понижение, вернее, практически полное отсутствие в клинопироксенах, достоверно относящихся к фации алмазоносных перидотитов и эклогитов.

Повышение содержания Al_{IV} в клинопироксенах фаций верхней мантии фиксируется только в случае особых парагенезисов — недосыщенных SiO_2, в частности в корундовом эклогите (см. табл. 23, 11) в парагенезисе с особо магнезиальным гранатом.

Как уже упоминалось выше, к числу признаков влияния повышения давления в составе клинопироксенов относятся: повышение роли Al_{VI} (В. Соболев, 1965) и повышение роли натрия (Sobolev, 1968, 1970). В качестве дополнительного признака можно рассматривать появление примеси K_2O. Экспериментально установлено отсутствие K_2O в пироксенах, полученных в насыщенной K_2O системе при давлении до 30 *кбар* (Erlank, Kushiro, 1970). Поэтому установление примеси калия в клинопироксенах, может быть использовано как индикатор повышенного давления, более 30 *кбар.* Такая устойчивая примесь (до 0,09% K_2O) установлена в клинопироксенах пироповых перидотитов трубки «Удачная». Еще более высокое содержание (до 0,27% K_2O) наблюдается в омфацитах, включенных в алмазы (Н. Соболев, Лаврентьев, Поспелова, 1971). Значение примеси K_2O в пироксенах при особо высоких давлениях подтверждено экспериментально (Shimizu, 1971).

Новые материалы по составу пироксенов, ассоциирующих с алмазом, из глубинных ксенолитов, средние цифры для которых представлены в табл. 23, показали существенную роль юриитового компонента (космохлора) — $NaCrSi_2O_6$, примесь которого, по имевшимся данным, не превышала 10 мол.%. Новыми исследованиями обнаружен целый ряд составов, содержащих до 20% этого компонента, а в двух образпах даже 30 и 46% (Н. Соболев, 1971_1). Эти данные являются прямым доказательством изоморфизма в ряду составов жадеит — юриит, что отражено на рис. 61.

Энстатиты характеризуются очень низким суммарным содержанием примесей Al_2O_3, Cr_2O_3, CaO, усложняющих их состав по сравнению со стехиометрическим (Mg, Fe) SiO_3. Как правило, их содержание не превышает 3 вес.%. В то же время именно эти примеси, в особенности Al_2O_3, имеют значение как индикаторы температуры и давления (В. Соболев, 1963; Добрецов и др., 1970). Новые данные изучения шести включений энстатита в алмазах свидетельствуют о некотором понижении их железистости по сравнению с энстатитами пироповых перидотитов, наряду со сходным суммарным содержанием $Al_2O_3 + Cr_2O_3$.

Для некоторых энстатитов установлена примесь Na_2O, содержание которой колеблется от 0,03 до 0,25% (Н. Соболев и др., 1971). Появление этой примеси не зависит от содержания натрия в ассоциирующих клинопироксенах, а связано, вероятнее всего, с повышением

давления, вследствие чего происходит изоморфное замещение по общей схеме $NaR^{3+} \rightarrow 2Mg$ с образованием своеобразного «жадеитового» компонента.

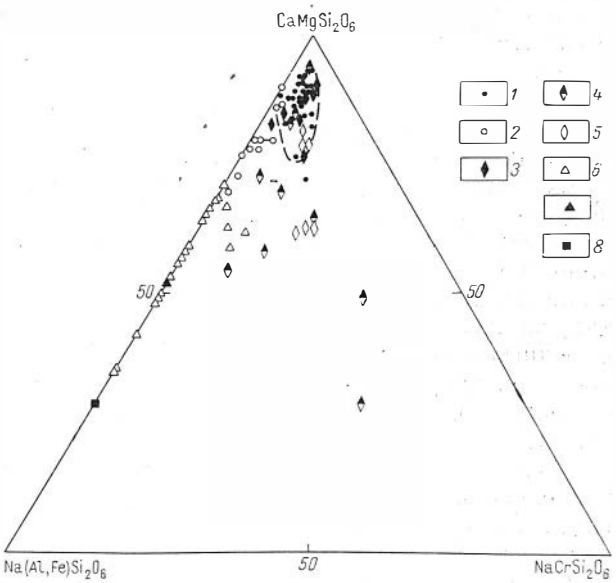


Рис. 61. Особенности состава маложелезистых клинопироксенов с переменным содержанием Na и Cr в кимберлитовых трубках из: *1* — лерцолитов, *2* — вебстеритов, *3* — включений в алмазах, *4* — сростков с алмазами, *5* — гранат-пироксен-хромитовых сростков, *6* — гроспидитов и дистеновых эклогитов, *7* — алмазоносного дистенового эклогита, *8* — алмазоносного корундового эклогита. Штриховая линия — поле составов пироксенов из лерцолитов

Оливин отличается наиболее простым составом среди всех силикатов, слагающих глубинные пиропсодержащие породы. Сопоставление состава магнезиальных оливинов ультраосновных пород (Ильвицкий, Колбанцев, 1968) показало незначительные различия их по железистости и, следовательно, невозможность разделения оливинов по этому признаку. Однако оливины, включенные в алмазы, характеризуются тенденцией к некоторому понижению железистости.

Единственный признак, по которому можно отличать магнезиальные оливины, — это примесь хрома (Н. Соболев и др., 1971), присутствие которого в виде Cr^{2+} доказано для оливинов лунных базальтов — до 0,4% в виде Cr_2O_3, как отражение особо восстановительных условий (Haggerty et al., 1970; Bell, 1971). Обнаружение подобной примеси в оливинах из алмазов позволило сделать предположение о понижении парциального давления кислорода с глубиной и рассматривать оливины, содержащие примесь хрома, как наиболее глубинные.

Дистен является редким минералом в породах рассматриваемых фаций и его появление обусловлено особенностями их состава. Дистены имеют постоянный состав и практически лишены примесей (Gurney et al., 1971). Исключение составляют дистены из некоторых эклогитов и гроспидитов трубки «Загадочная», в состав которых входит примесь Cr_2O_3, достигающая 16,8 вес.% (Sobolev et al., 1968; Н. Соболев, 1971_2). Это содержание соответствует изоморфной примеси гипотетического конечного члена Cr_2OSiO_4 (до 19,5 мол.%). Установлена непрерывная серия составов в системе $Al_2OSiO_4 — Cr_2OSiO_4$ до 19,5 мол.% хромового компонента, причем повышение содержания Cr_2O_3 сопровождается повышением показателей преломления (Ng до 1,794) и увеличением параметров элементарной ячейки.

Минералы изоморфного ряда $Al_2O_3 — Cr_2O_3$ впервые в природных условиях зафиксированы в специфических хромсодержащих дистеновых и других эклогитах трубки «Загадочная» (Н. Соболев, 1971_2). В отличие от известных природных корундов, содержащих не более 2% Cr_2O_3

(Белянкин и др., 1941), и чистого Cr_2O_3 (эсколаита), не содержащего примеси Al_2O_3 (Kouno, Vuorelainen, 1958), в этих породах установлены корунды почти с 40% Cr_2O_3 и эсколаиты с примесью Al_2O_3 до 26% в одном образце в виде структуры распада твердых растворов. Параллельно с увеличением содержания Cr_2O_3 увеличиваются параметры элементарной ячейки и показатели преломления минералов указанной серии.

Хромшпинелиды играют известную роль в ультраосновных составах рассматриваемых фаций. Особенности состава этих минералов отражают как колебания содержания SiO_2 в породах — ряд (Mg, Fe) Al_2O_4 — (Mg, Fe) Cr_2O_4, так и изменение парциального давления кислорода — ряд (Mg, Fe) Fe_2O_4 — (Mg, Fe) Cr_2O_4. Большинство хромшпинелидов характеризуется сложным многокомпонентным составом, причем отмечается примесь TiO_2 до 6,5% (Н. Соболев, 1971). Хромшпинелиды, ассоциирующие с алмазами в виде включений и в сростках, занимают крайнее положение, являясь наиболее богатыми Cr_2O_3 и бедными Al_2O_3 (при почти полном отсутствии Fe_2O_3). Эти особенности выделяют указанные хромиты среди всех хромитов ультраосновных пород земной коры (Meyer, Boyd, 1970; Н. Соболев, 1971_1).

Ильмениты так же, как и хромшпинелиды, характерны для ультраосновных составов. Они входят в состав специфических перидотитов и встречаются в виде желваков в кимберлитах. Во всех случаях они представлены пикроильменитами с довольно существенной примесью Fe_2O_3 (что контролируется также пониженным содержанием титана по сравнению со стехиометрическим составом). В пикроильменитах фиксируется примесь Cr_2O_3, достигая в редких случаях 4,0% (Илупин, Нагаева, 1970) и даже 10,7%, новые данные). Случаи нахождения ильменита вместе с хромитом представляют особый интерес в связи с возможностью оценки величины парциального давления кислорода (Добрецов и др., 1970). Редкие достоверные находки ильменита, сингенетичного с алмазом, в котором почти отсутствует Fe^{3+}, подтверждают значительное общее понижение роли Fe^{3+} в породах фации алмазоносных перидотитов и эклогитов (Н. Соболев, 1972_2).

Рутил известен преимущественно в эклогитах, являясь их почти постоянной составной частью. Первые данные по составу рутила из сростков с алмазами позволили установить примесь железа (до 1,7% в виде Fe_2O_3), которая, согласно экспериментальным данным, может рассматриваться как индикатор температуры (Witike, 1967). Известны примеры парагенезиса рутила с пиропом, причем в этих случаях он содержит до 5% Cr_2O_3 (Mc Getchin, Silver, 1970). В парагенезисе с хромсодержащим дистеном нами установлен рутил 9,8% Cr_2O_3, что ранее не отмечалось в природных условиях.

Как было показано выше, к числу главных породообразующих минералов фаций верхней мантии относятся гранат, клинопироксен, ортопироксен, оливин. Остальные минералы являются второстепенными.

Все известные породы, относимые к фациям верхней мантии, представлены ультраосновными и основными составами. Первый тип составов характеризуется обязательным присутствием оливина и магнезиальным характером граната и ассоциирующих пироксенов. Второй тип — эклогитовый — это безоливиновые породы с переменным составом граната по железистости и кальциевости и пироксена — по содержанию жадеитового компонента.

Парагенезисы минералов в пределах каждого типа составов сходны для безалмазной и алмазосодержащей фаций. Однако, чтобы подчеркнуть некоторые различия в количественном соотношении различных пород (парагенезисов), а также особенности ассоциирующих минералов, мы приводим их характеристику для каждой фации.

Исследования гранатсодержащих ксенолитов ультраосновного состава кимберлитовых трубок Якутии и Южной Африки позволяют утверждать, что практически все известные ксенолиты такого типа относятся к безалмазной фации. Подтверждением этого является очень редкое совместное нахождение ультраосновных ксенолитов с алмазами, относящихся к особому типу, а также полное отсутствие алмаза в обогащенных ксенолитах ультраосновных пород в трубках Кимберли Южной Африки (Davidson, 1967).

Среди ультраосновных ксенолитов безалмазной фации установлены следующие парагенезисы: 1) Пир+Ол; 2) Пир+Ол+Эн; 3) Пир+ +Ол+Эн+Ди; 4) Пир+Ол+Ди; 5) Пир+Эн+Ди; 6) Пир+Ди. Акцессорные хромшпинелиды могут присутствовать в большинстве перечисленных парагенезисов.

Наибольшее распространение в ксенолитах имеет предельный парагенезис (3) с широкими колебаниями в относительном содержании пироксенов и оливина, а также пиропа, но в более узких пределах. Вебстеритовый парагенезис (5), являющийся, по сути, переходным между ультраосновными породами и эклогитами, также значительно распространен. Парагенезис (6), содержащий пироп, аналогичный по составу гранату всех ультраосновных пород, представляет собой частный случай в этой серии составов и является наряду с вебстеритовым (5) связующим звеном по составу между глубинными гипербазитами и эклогитами.

К числу наиболее редких, установленных только в единичных случаях, относятся дунит-гарцбургитовый (1 и 2) и верлитовый (4) парагенезисы. Последний достоверно установлен пока только в своеобразных сростках из концентрата тяжелой фракции кимберлитов.

В эклогитовых составах наиболее широко представлен гранат-клинопироксеновый парагенезис с акцессорным рутилом. К редким типам относится парагенезис корундовых эклогитов, а также гроспидитов и дистеновых эклогитов.

Гранат по содержанию кальциевого компонента является наиболее чувствительным индикатором характера парагенезиса ультраосновных пород, а также эклогитов.

Несмотря на устойчивое среднее содержание Ca-компонента ($13{,}3 \pm 1{,}8$), в гранатах перидотитов фиксировались его колебания от 10 до 18%.

Дальнейшие исследования показали, что пределы содержания Ca-компонента могут колебаться от 9 до 21%. Причина этого — наличие примесей FeO, Cr_2O_3 и Na_2O, усложняющих состав перидотитов по сравнению с системой $CaO — MgO — Al_2O_3 — SiO_2$.

Влияние повышения содержания Na_2O в пироксенах на понижение кальциевости гранатов перидотитов, аналогично особенностям дистеновых эклогитов (Соболев и др., 1966), рассмотрено Ш. Банно (Banno, 1967). Новые фактические данные (до 8,7%) Ca-компонента в гранатах, ассоциирующих с пироксенами, содержащими 4—4,3% Na_2O, подтверждают этот вывод.

Увеличение примеси Cr_2O_3, напротив, повышает кальциевость гранатов. Особенно четко это проявляется в гранатах, ассоциирующих с пироксенами и содержащих более 3—4% Cr_2O_3; пироксены характеризуются почти одинаковой «фоновой» примесью Na_2O. Аналогичный эффект оказывает и примесь FeO (Н. Соболев, 1964).

В фации алмазоносных перидотитов и эклогитов в ксенолитах ультраосновного состава отсутствует клинопироксен, а особенности состава малокальциевых гранатов позволяют отнести данный парагенезис к наиболее редкому типу среди пиропсодержащих — дунит-гарцбургитовому. Отметим, что это пока единственный парагенезис ксенолитов, относимых к этой фации.

В эклогитах с алмазами зафиксированы все возможные парагенезисы: двуминеральный, дистеновый, корундовый, причем во всех случаях присутствует рутил, а в некоторых образцах вместе с алмазом зафиксирован графит в виде идиоморфных кристаллов.

Особый интерес в этой фации представляют сингенетические включения в алмазах, тем более что известны многочисленные случаи нахождения нескольких (двух или более) минералов в одном кристалле алмаза.

Основным здесь является вопрос о возможности отнесения включений разных минералов к равновесным фазам. Как убедительно показали результаты исследования многоминерального набора включений в одном алмазе (определялся состав индивидуальных включений граната и хромдиопсида, а также аналогичных минералов из сростка), состав одноименных минералов различался только в пределах погрешности анализа (Н. Соболев и др., 1970). Аналогичные результаты получены при сопоставлении составов двух кристаллов хромового пиропа, хромита, оранжевого граната, а также омфацита, извлеченных из одного кристалла алмаза. Таким образом, идентичность состава одноименных минералов в одном алмазе можно считать доказанной. Это свидетельствует о возможности рассмотрения многоминеральных включений в качестве равновесных парагенезисов. Из таких комбинаций в алмазах известны двуминеральные, которые образуют оливин в паре или с хромитом, или пиропом, или энстатитом, или диопсидом, а также пироп — хромит и гранат — омфацит. К трехминеральным ассоциациям относятся оливин — пироп — энстатит (Harris, 1968) и оливин — пироп — хромдиопсид (Н. Соболев и др., 1970). Как особо редкий случай можно отметить четырехминеральную ассоциацию: оливин — пироп — энстатит — диопсид, извлеченную и проанализированную из одного алмаза (Н. Соболев, 1971_2).

Устойчивые парагенезисы минералов, включенных в алмазы, выделены вместе с парагенезисами алмазоносных ксенолитов в табл. 24 по принципу, аналогичному выделению парагенезисов безалмазной фации. Дополнительная графа характеризует парагенезисы минералов в сростках с алмазами, выделенные по аналогии составов с минералами ксенолитов и включений. Общей отличительной особенностью магнезиальных гранатов ультраосновных парагенезисов является железистость, составляющая $13{,}3 \pm 1{,}8\%$, что значительно ниже железистости гранатов из ксенолитов безалмазной фации. Другая существенная особенность — это значительное разнообразие парагенезисов с резким преобладанием дунит-гарцбургитового парагенезиса, практически не встречающегося в безалмазной фации. Доля лерцолитового парагенезиса здесь очень низка, во всяком случае, для включений в алмазах. В сростках же с алмазами удельный вес лерцолитового парагенезиса значительно повышается, составляя, по предварительным данным, около 50% ультраосновных составов.

Необычным в алмазсодержащей фации является также достоверный верлитовый парагенезис, содержащий богатый кальцием хромовый пироп, равновесный с оливином (Н. Соболев и др., 1970); для его образования необходимо давление более 40 *кбар* (Mac Gregor, 1970).

Очень большой интерес представляет обнаруженный в сростках с алмазами совершенно новый парагенезис хромита с клинопироксеном, содержащим до 45% юриитового компонента (см. табл. 24).

Таким образом, сопоставление парагенезисов, относящихся только к ультраосновному типу, для двух выделенных фаций высоких давлений верхней мантии, свидетельствует о значительных различиях и о гораздо большем разнообразии ультраосновных составов в алмазсодержащей фации. Если в ксенолитах безалмазной фации ультраос-

Таблица 24

Типы парагенезисов минералов, ассоциирующих с алмазом

Парагенез	Минералы	Главные особенности составов гранатов и других минералов	Ксенолиты	Включения	Сростки
		I. Ультраосновной (с оливином)			
Дунит-гарцбургитовый	Гр+Ол±Эн+хромит	Гр (Cr_2O_3=6—16%; f=10—15%; CaO=1—3%) Ол (Fo_{92-94}); Хр (Cr-компонент > 80%, Cr_2O_3 > 62%) Эн (Cr (Cr+A)=20—40%)	⊕	⊕	+
Лерцолитовый	Гр+Ол+Эн+Ди(±хромит)	Гр (CaO=4—5%, f=13—15%) Ол (Fo_{92})	—	⊕	+
Верлитовый	Гранат+Ол+Ди(±хромит)	Гр (CaO > 6—7%, f=13—15%) Ол (Fo_{92})	—	⊕	+?
?	Клинопироксен+хромит± ±оливин±энстатит	Хромит (Cr_2O_3 > 67%; Cr-компонент > 90%) Ди в формуле {Na—0,50; 0,72 Al—0,14; 0,21 Cr—0,34; 0,45	—	—	⊕
		II. Эклогитовый (без оливина)			
Эклогиты	Гранат+клинопироксен+ +рутил	Гр (CaO=3,1—13,7%; f=34—62%; Ca-компонент 8,7—38,4%) Ди (Na=0,34—0,61)	⊕	⊕	+
Дистеновые эклогиты	Гранат+клинопироксен+дистен±рутил	Гр (CaO=12,3%; f=35%; Ca-компонент 33%) Ди в формуле (Na=0,47)	⊕	—	—
Корундовые эклогиты	Гранат+клинопироксен+корунд±рутил	Гр (CaO=13,0%; f=35%; Ca-компонент 35%) Ди в формуле (Na=0,71)	⊕	—	—

Примечания. Плюс в кружке—все минералы установлены в одном образце; плюс—обнаружены отдельные минералы с четкими признаками данного парагенеза; минус—парагенез не обнаружен.

новные составы характеризуются однообразием парагенезиса, содержащего в различных комбинациях все четыре главных породообразующих минерала — гранат, оливин, энстатит и клинопироксен, то разнообразие составов алмазсодержащей фации показывает значительную дифференцированность ультраосновных составов, а также разнообразие исходных составов.

Характер эклогитовых парагенезисов в обеих фациях сходен, за исключением отсутствия гроспидитовых составов в алмазсодержащей фации. Это может быть объяснено, вероятнее всего, недостаточной представительностью материала, так как еще совсем недавно были неизвестны не только корундовые, но и дистеновые эклогиты этой фации.

Мы уже отмечали идентичность состава гранатов алмазоносных ксенолитов и гранатов, включенных в алмазы как в ультраосновном, так и в эклогитовом типе парагенезисов. Однако наиболее достоверные доказательства одинаковых условий образования алмаза и окружающей породы — сходство состава включений в алмазе, извлеченном из алмазоносного ксенолита, с минералами этого ксенолита. Такой пример установлен для образца алмазоносного эклогита М-46, в котором алмаз содержит включения граната и клинопироксена. Определение состава этих минералов в алмазе и эклогите подтвердило большое сходство одноименных минералов (Н. Соболев, 1971_2).

Вместе с тем выявлены и некоторые существенные отличия состава изученных минералов. Гранат и пироксен из включений в алмазе оказались более железистыми (а не более магнезиальными, как ожидалось), чем те же минералы из самого эклогита, а пироксен из алмаза содержит в четыре раза больше K_2O по сравнению с пироксеном эклогита. Объяснение этих особенностей требует дальнейших минералогических и экспериментальных исследований. Наиболее вероятной нам кажется гипотеза позднейшего выноса Fe и особенно K из уже сформировавшегося эклогита циркулировавшими в мантии восходящими флюидами.

Выше отмечено, что содержание примесей в природных ультраосновных составах оказывает влияние на изменение состава минералов, в частности гранатов. Одной из таких примесей является Cr_2O_3 (Sobolev, 1970). Экспериментальные исследования показали, что повышение отношения Cr_2O_3: Σ R_2O_3 в системе приводит к существенному смещению границы реакции образования граната за счет шпинели и пироксена в область более высоких (до 10 *кбар*) давлений (Mac Gregor, 1970). Повышение давления благоприятствует вхождению хрома в силикаты (В. Соболев, Н. Соболев, 1967), расширяя поле устойчивости граната и сокращая поле устойчивости хромшпинелидов. Это положение наглядно иллюстрируется рис. 62, на котором показана связь составов сосуществующих гранатов, хромшпинелидов и клинопироксенов по содержанию хрома и алюминия. На рисунке отчетливо фиксируется перемещение коннод гранат — шпинелид и клинопироксен — шпинелид в сторону хромовых шпинелей для парагенезисов более высоких давлений. Существенным сокращением поля составов хромшпинелидов и можно объяснить факт совершенно особого состава этого минерала, приближающегося к чистому хромиту в условиях наиболее высоких давлений, т. е. в равновесии с алмазом.

Составы соответствующих пород будут проектироваться в верхней части диаграммы, причем отношение Cr : (Cr+Al) значительно изменится, главным образом за счет невысокого и переменного содержания Al_2O_3. При более низких давлениях составы, относительно богатые хромом, попадут влево от передвигающегося треугольника фаз, т. е. в поле шпинель-пироксеновых пород, и лишь породы с низким отношением Cr : (Cr+Al) — в поле пироксен-гранатовых пород и в треугольник

фаз пироксен — шпинель — гранат. При более высоких давлениях в результате перемещения треугольника фаз расширится поле трехминеральных и гранат-пироксеновых парагенезисов.

Указанная картина осложняется за счет влияния Na_2O. Повышение его содержания в пироксене, фиксируемое на рис. 62 повышением примеси Al+Cr, приводит к разложению хромсодержащего граната

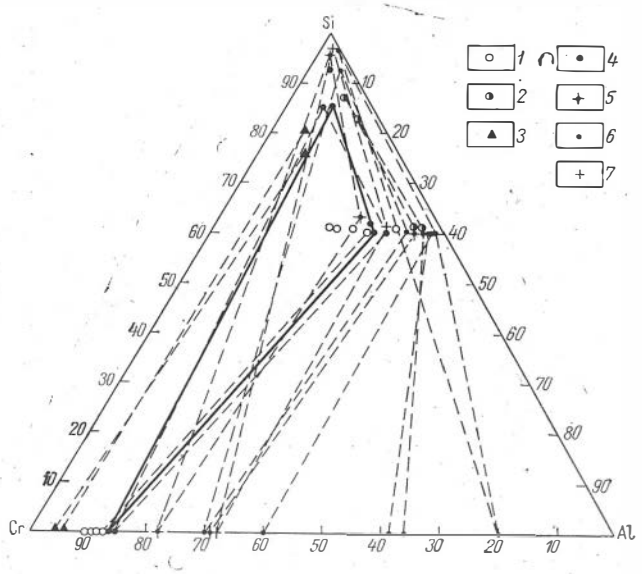


Рис. 62. Связь составов шпинелидов, гранатов и клинопироксенов в глубинных включениях из:

1 — алмазов, *2* — сростков с алмазом, *3* — сростков с алмазами (парагенезис клинопироксен+хромит), *4* — гранат-пироксен-хромитовых сростков, *5* — ксенолитов перидотитов алмазной трубки, *6* — ксенолитов перидотитов, *7* — перидотитов Чешского массива

(аналогично разложению Mg-Ca граната в гроспидитах) с образованием парагенезиса пироксена, богатого Na и Cr с хромитом по схематизированной реакции:

$$3Mg_3Cr_2Si_3O_{12} + Na_2O = NaCrSi_2O_6 + 2MgCr_2O_4 + 4Mg_2SiO_4 + 3MgSiO_3.$$

Эта реакция ограничивает поле устойчивости богатых хромом гранатов в Na-содержащих парагенезисах. В парагенезисе без клинопироксена типа дунит-гарцбургитового, наиболее распространенном в фации алмазсодержащих пород, гранаты с более высокой хромистостью (>50%), по-видимому, неустойчивы и максимальная растворимость кнорринга ограничена давлением.

Пределы колебания составов ассоциирующих гранатов и клинопироксенов из эклогитовых пород являются весьма широкими по содержанию CaO и железистости для гранатов и Na_2O для пироксенов. Закономерности изменения состава в зивисимости от изменения условий в двуминеральных эклогитах практически не поддаются оценке. Наиболее удобным объектом для таких оценок являются корундовые эклогиты, а также гроспидиты и связанные с ними дистеновые эклогиты, в которых часто присутствует корунд.

Обнаружение серии ксенолитов этих пород, обладающими сходными структурно-текстурными признаками в кимберлитовой трубке «Загадочная», позволяет обосновать предположение о сходных условиях их образования. Это особенно существенно для таких пород, в которых установлен непрерывный ряд пироп-гроссуляровых гранатов с примесью альмандина, а также широкие колебания содержания Na_2O в пироксенах. Изменение состава гранатов этой серии пород не может быть связано с изменением только потенциала SiO_2 вследствие присутствия корунда.

В качестве наиболее вероятной причины наличия широкой серии пироп-гроссуляровых гранатов нами предполагается повышение химического потенциала Na_2O, приводящее к разложению граната промежуточного состава с образованием клинопироксен-дистенового парагенезиса (Н. Соболев и др., 1966; Sobolev et al., 1968). При начальных построениях граница между гроспидитами и эклогитами была принята нами по величине отношения Ca : (Ca+Mg+Fe) = 50%, причем для гранатов одинаковой железистости была установлена четкая связь их

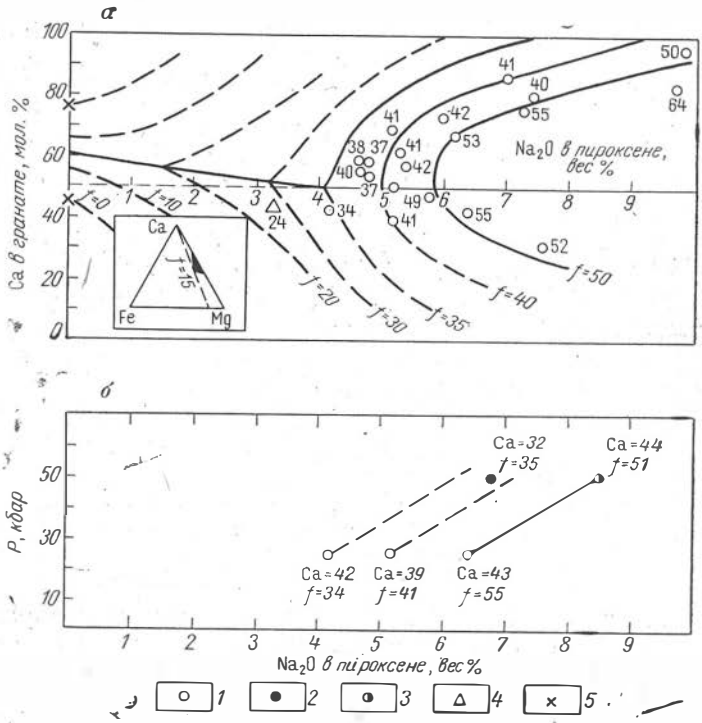


Рис. 63. Связь кальциевости гранатов с содержанием Na_2O в ассоциирующих пироксенах

а — при давлениях около 20—25 *кбар*; цифры — *f* граната; *б* — схема изменений указанных соотношений в зависимости от давлений *1* — из трубки «Загадочная»; *2* — из дистенового алмазоносного эклогита трубки «Робертс-Виктор»; *3* — из дистенового эклогита трубки «Робертс-Виктор»; *4* — из корундового эклогита трубки «Обнаженная»; *5* — экспериментальные точки Ф. Бойда. Черное поле врезке — поле несмесимости гранатов при любом составе пироксена

кальциевости с содержанием Na_2O в ассоциирующих пироксенах (рис. 63). В гранатах с кальциевостью менее 50% связь ее с содержанием Na_2O в пироксенах является отрицательной, в гранатах же собственно гроспидитов — положительной. Построенная диаграмма (см. рис. 63), а также имеющийся представительный фактический материал по составу и физическим свойствам гранатов показывает, что непрерывность ряда пироп — гроссуляр фиксируется уже для составов с величиной железистости, равной 30%. С повышением железистости гранатов необходимо все более высокое содержание Na_2O в пироксенах для разложения граната промежуточного состава (рис. 64).

Ш. Банно (Banno, 1967), подтвердив справедливость найденной закономерности, сместил при расчетах соответствующую точку перегиба в область со значением кальциевости гранатов около 60%. Более поздними исследованиями Ф. Бойда (Boyd, 1970) показано, что для безжелезистых гранатов, для которых при давлении 30 *кбар* установлен разрыв составов, указанная граница, определенная как по асимметрии разрыва (46 и 75% Ca-компонента), так и по кальциевости

пироксенов, лежит в области 60—65% кальциевости (см. рис. 63). Однако при повышении содержания Na_2O в ассоциирующих пироксенах данное соотношение снижается, приближаясь к 50%, не выходя почти для всей серии составов за пределы 55%. Поэтому для реальных гроспидитов и дистеновых эклогитов (с $f_{гр}=30\%$ и более и содержанием Na_2O до 4—5%) установленная нами ранее граница по Ca:(Ca+Mg++Fe)=50%, может быть сохранена.

Если по особенностям соотношений минералов многих ксенолитов температура реакций субсолидуса оценивается цифрами порядка 1000° С, то для более точных и надежных температурных оценок, важных для установления образований различных фаций в *PT*-координатах, необходимо использовать геотермометры, причем лучше всего такие, которые имеют экспериментальное обоснование. Таким геотермометром является кальциевость клинопироксена [Ca:(Ca+Mg)], ассоциирующего с ортопироксеном (иными словами, твердый раствор ортопироксена), которая уменьшается с возрастанием температуры и практически не зависит от давления (Boyd, Schairer, 1964; Davis, Boyd, 1966). Более поздние эксперименты в системе, содержащей Al_2O_3, в составах без граната и с гранатом, показали, что указанная зависимость сохраняется (Boyd, 1970) и необходимая незначительная поправка действует в сторону повышения температуры.

Установленная существенная примесь твердого раствора энстатита в клинопироксенах из двупироксенового парагенезиса, соответствующая колебаниям кальциевости от 50 до 30%, отвечает интервалу температур от 900 до 1400° С. Возможные поправки должны повысить верхний предел температур, вероятно, до 1450° С.

Считая по аналогии с составами гранатов из кимберлитов, что большая часть ксенокристаллов хромдиопсида относится к двупироксеновому (лерцолитовому и вебстеритовому) парагенезису, о чем свидетельствует и сходство содержания Al+Cr, следует все же с осторожностью подходить к оценке температур по таким ксенокристаллам. Поскольку уже достоверно установлен верлитовый парагенезис, состав пироксена в котором по кальциевости не зависит от температуры (Н. Соболев и др., 1970), можно предположить, что некоторая часть ксенокристаллов пироксена также относится к верлитовому парагенезису. Это особенно следует учитывать при возможной оценке температуры по индивидуальным включениям клинопироксена в алмазе.

С учетом небольших поправок, введенных нами за счет влияния Al_2O_3 и давления, принятого за 50 *кбар,* определены температуры равновесия для двух ассоциаций включений в алмазах, в которые входят два пироксена. Эти температуры полностью сходны и оцениваются в 1150—1200° С. Учитывая, что в обоих случаях в алмазах присутствует лерцолитовый парагенезис включений с максимальным количеством минералов, можно принять приведенные цифры как близкие к нижнему пределу температур кристаллизации включений, а следовательно, и самих алмазов.

Проведенные экспериментальные проверки двупироксенового геотермометра и близость состава природных пироповых перидотитов к составам соответствующей синтетической системы, являются надежным обоснованием правильности значений температур, полученных таким способом.

Химический состав ксенолитов глубинных гранатсодержащих пород исключительно разнообразен. Здесь зафиксированы как типичные лерцолиты со сравнительно постоянным, очень низким содержанием Al_2O_3, так и разнообразные эклогиты, вплоть до корундовых, дистеновых эклогитов и гроспидитов (рис. 65). Сопоставление имеющихся материалов по ксенолитам Якутии и Африки показывает, что с учетом редких типов пород и ксенолитов сложного состава резкая граница

между ультраосновными и основными составами отсутствует, хотя типичные лерцолиты отчетливо обособляются от эклогитов. Хорошо намечается область переходных пород, преимущественно вебстеритов.

Приведенные средние составы (табл. 25) свидетельствуют о том, что пироповые лерцолиты трубки «Удачная» хотя и близки к лерцолитам вообще, отличаются от средних лерцолитов из кимберлитов более высоким содержанием оливина, что в свою очередь влияет на содержания магния и кремния: содержание первого повышается, второго — понижается.

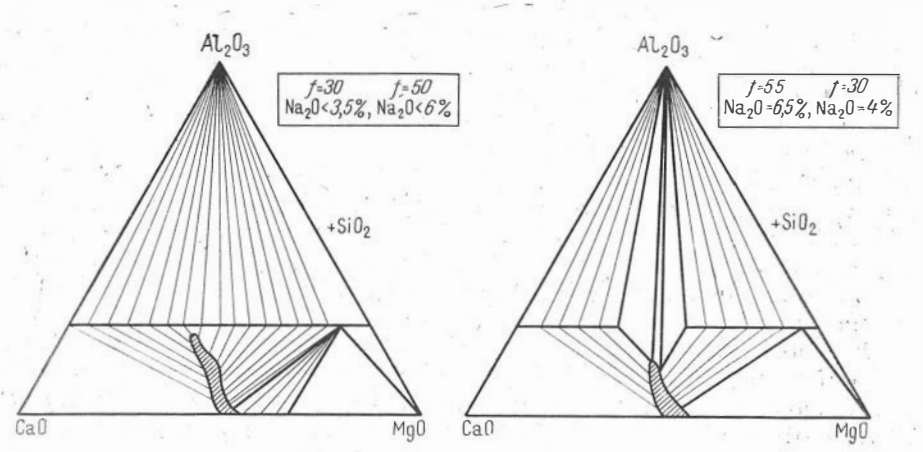


Рис. 64. Примеры парагенетических диаграмм систем $CaO—MgO—Al_2O_3—SiO_2$ для парагенезов с корундом при $P=30$ *кбар*, $T=1200°C$ и заданных значениях железистости и содержания Na_2O. Косая частая штриховка — поля составов пироксенов

Наименее глиноземистые породы характерны для фации алмазоносных перидотитов и эклогитов: перидотиты без клинопироксена известны по единичным находкам.

При усреднении состава эклогитов нами исключались породы, содержащие пироповый гранат, аналогичный гранату перидотитов, и брались только эклогиты, в которых наблюдались разные железистости и кальциевости граната.

§ 26. ФАЦИЯ ПИРОПОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ И ЭКЛОГИТОВ С ГРАФИТОМ

Переходя к характеристике глубинных ксенолитов кимберлитовых трубок, относящихся к фации графитсодержащих пород мантии, прежде всего подчеркнем, что далеко не для всех типов пород можно установить хотя бы с некоторой степенью условности принадлежность одной из трех намечаемых нами субфаций. Признаки, необходимые для отнесения ксенолитов к определенным субфациям, свойственны только ограниченному числу изученных объектов. Большинство же исследованных ксенолитов как в структурном отношении, так и по особенностям минерального состава можно рассматривать только в рамках всей выделенной фации без подразделений.

К числу наиболее распространенных типов пород, обнаруженных в кимберлитовых трубках Якутии и Южной Африки, относятся ксенолиты ультраосновного состава, содержащие ассоциацию магнезиального граната с диопсидом, энстатитом и форстеритом. Для лерцолитовой ассоциации характерны колебания в относительном содержании пироксенов и оливина вплоть до безоливиновых пород — вебстеритов. Особенности состава гранатов из абсолютного большинства изученных

Таблица 25

Средние (вес. %) содержания (числитель) и стандартные (в единицах кристаллохимической формулы) отклонения (знаменатель) породообразующих окислов перидотитов и эклогитов кимберлитовых трубок

Тип пород	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Число анализов
Пироповые лерцолиты трубки «Удачная»	43,22 0,48	0,17 0,07	1,72 0,78	—	0,42 0,25	7,89* 0,54	0,11 0,02	43,83 1,20	1,31 0,41	0,24(2)	0,15(2)	6
Пироповые лерцолиты	46,13 0,45	0,12 0,10	1,89 0,75	—	0,35 0,09	6,78* 0,77	0,11 0,02	41,80 1,83	1,61 0,68	0,17 0,07	0,14 0,09	15
Эклогиты	46,13 2,12	0,60 0,29	14,34 2,80	4,49 2,11	0,06 0,07	7,15 1,40	0,20 0,15	13,54 2,03	9,60 1,97	1,28 0,86	0,49	21
Алмазоносные эклогиты	46,0 2,20	0,56 0,26	14,08 1,90	3,42 0,67	0,09 0,06	7,68 1,67	0,21 0,08	13,57 2,27	9,50 1,50	2,26 1,01	0,68 0,44	8
Дистеновые эклогиты трубки «Загадочная»	42,61 1,27	—	24,31 2,38	1,74 0,22	—	5,38 1,25	—	10,61 1,66	9,16 1,20	1,79 0,19	0,51 0,11	5
Гроспидиты трубки «Загадочная»	43,73 1,74	—	27,48 2,96	1,67 1,22	—	2,77 0,70	—	7,53 1,12	12,14 2,25	1,53 0,41	0,56 0,35	10

* Все железо в виде FeO.

ксенолитов, а также из концентрата тяжелой фракции кимберлитов (см. рис. 58) являются подтверждением постоянного присутствия двупироксеновой ассоциации в ультраосновных породах кимберлитовых трубок.

Эклогиты кимберлитовых трубок представлены серией крупнозернистых безоливиновых пород, сложенных преимущественно только гранатом и клинопироксеном. Сюда же можно отнести некоторые энстатитсодержащие эклогиты. В них практически постоянно присутствует акцессорный рутил (Nixon et al., 1963; Kushiro, Aoki, 1968; Rickwood et al., 1968; Mac Gregor, Carter, 1970). Количественные соотношения граната и клинопироксена весьма разнообразны: от 20 до 80 объем.% содержания граната, но для большинства известных образцов характерны приблизительно равные соотношения (±10%) этих минералов. Наряду с равномернозернистыми, изредка отмечаются полосчатые текстуры.

Изменения кальциевости гранатов двуминеральных эклогитов зафиксированы в интервале 8,8—33,7% наряду с колебаниями f от 16,6 до 54,5%. Некоторые гранаты по железистости очень близки к гранатам перидотитов, например, образцы А-1 (f=16,6%) и М-100 (f=25,1%) из трубки «Мир». В то же время особенности состава ассоциирующих клинопироксенов, содержащих соответственно 2,98 и 3,91% Na_2O, а также структурные особенности пород позволяют рассматривать их как типичные эклогиты, причем в обр. М-100 обнаружены чешуйки графита, включенные в неизмененный пироксен.

Клинопироксены эклогитов характеризуются повышенной примесью Na_2O (см. табл. 23). При общем довольно высоком содержании Al_2O_3 роль Al_{IV} весьма невелика. Низкой для большинства изученных образцов является и примесь Fe^{3+}.

Указанные особенности состава гранатов и клинопироксенов характерны для наиболее детально изученных трубок, в частности трубки «Мир». Примером может также служить трубка «Робертс-Виктор», в которой гранаты двуминеральных эклогитов характеризуются колебаниями кальциевости от 10 до 37%, а f — от 20 до 55% (Mac Gregor, Carter, 1970). Для клинопироксенов из эклогитов этой же трубки установлен интервал колебания содержания Na-компонента от 25 до 51%.

Таким образом, большая часть ксенолитов ультраосновного и основного состава лишена четких признаков, позволяющих рассматривать их в более узком интервале давлений, соответствующем субфациям внутри фации графитсодержащих пород. Такие признаки имеются только для определенной части ксенолитов и будут рассмотрены ниже.

СУБФАЦИЯ ГРАНАТИЗИРОВАННЫХ ПЕРИДОТИТОВ

К этой субфации относятся ксенолиты пород с четко выраженным реакционным характером образования граната за счет шпинели и пироксенов. Ксенолиты таких гипербазитов широко распространены в кимберлитовой трубке «Обнаженная» (В. Соболев, Н. Соболев, 1964) и в некоторых других трубках севера Сибирской платформы (Лутц, 1965).

Шпинелиды, участвующие в реакции гранатизации, относятся к малохромовым разностям с величиной $Cr:\Sigma R^{3+}$ значительно менее 50%. Для гранатизации более хромистых шпинелидов необходимы более высокие давления, с повышением давления поле составов шпинелидов существенно сокращается за счет расширения поля составов гранатов (см. рис. 62). Если в системе отношение $Cr:\Sigma R^{3+}$ увеличивается, то линия реакции гранатизации смещается в сторону более

высоких давлений; это подтверждено экспериментально (Mac Gregor, 1970).

В гранатизированных перидотитах реликты шпинелидов сохраняются не только в центральных частях идиоморфных зерен граната, но и в жилообразных выделениях, развивающихся между зернами пироксенов. Такие реликты впервые зафиксированы в перидотитах трубки «Обнаженная» (Бобриевич и др., 1960; Милашев, 1960).

В связи с установлением реакционного характера образования пиропа в гипербазитовых ксенолитах трубки «Обнаженная» особый интерес представляют тонкие вростки граната в пироксенах. Впервые в клинопироксене они отмечены в ксенолитах Южной Африки (Williams, 1932), а закономерность ориентировки подобных вростков по отношению к пироксену была показана для эклогитов из серпентинитов Саксонии (Hentschel, 1937). Было доказано (Бобриевич и др., 1960; Милашев, 1960), что гранат замещает пироксен по трещинам спайности и отдельности.

Однако детальное изучение вростков граната как в клино-, так и в ортопироксене свидетельствует о том, что они представляют собой не замещения зерен по спайности и не простые структуры распада, формирующиеся при понижении температуры, как можно было ожидать из диаграммы равновесия, а своеобразные явления замещения структур распада пироксенов (В. Соболев, Н. Соболев, 1964). В клинопироксенах в полосах граната очень часто устанавливаются реликты энстатита. Наоборот, в энстатите гранат замещает вростки клинопироксена. Реакционно замещая пироксены, гранат во вростках развивается в виде веретеновидных полос вдоль трещин отдельности.

Непростой характер кристаллизации наблюдается и в ксенолитах сложного состава, состоящих из зон с различным содержанием Cr_2O_3. Колебания содержания хрома в породе, по-видимому, связаны с первичными накоплениями шпинелидов в магматическую стадию (Соболев, Кузнецова, 1965), причем различия в содержании Cr_2O_3, фиксирующиеся в анализах самих пород, гранатов и пироксенов, являются трех-четырехкратными. Эта особенность позволяет четко отличать перидотиты с реакционными соотношениями минералов при температурах субсолидуса от магматических перидотитов с постоянной примесью Cr_2O_3 и отрицательной корреляцией содержания Al_2O_3 в породе (т. е. количества граната) и хромистости граната (Fiala, 1965; В. Соболев, Н. Соболев, 1967).

Сложный реакционный состав имеют и некоторые ксенолиты эклогитов. Примером может служить крупный ксенолит корундового эклогита из трубки «Обнаженная», состоящий из трех разных зон, отличающихся парагенезисом и составом минералов (Н. Соболев, 1964; Н. Соболев, Кузнецова, 1965). Полосчатые выделения граната в пироксене известных образцов корундовых эклогитов, в том числе и южноафриканского (Williams, 1932), нередко трактуемые как структура распада пироксена, богатого Al_2O_3, относятся к реакционным, более поздним образованиям, так как в этих гранатовых вростках достоверно установлены реликты замещаемого энстатита.

Сложная кристаллизация корундовых эклогитов подтверждается и данными по составу их гранатов. Если безкорундовая зона содержит гранат однородного состава ($N=1{,}738$, $a_0=11{,}559$ Å), то для корундсодержащей зоны колебания состава гранатов весьма широки (a_0 — от 11,590 до 11,647 Å при одинаковой железистости, $N=1{,}737$). Неоднородность граната состоит только в переменной кальциевости (28—42%).

ГРОСПИДИТОВАЯ СУБФАЦИЯ

К этой субфации нами отнесены своеобразные породы, сложенные Са-гранатом, клинопироксеном и дистеном (Бобриевич и др., 1960),

и родственные им породы. Ксенолиты этих пород обнаружены только в пределах Далдын-Алакитского алмазоносного района Якутии.

Характерной особенностью этих пород является наличие непрерывной серии пироп-гроссуляровых гранатов с примесью альмандина в различных ксенолитах в одинаковом парагенезисе (Н. Соболев и др., 1966; Sobolev et al., 1968). Кроме гроспидитов в породах установлены дистеновые эклогиты с гранатами, содержащими ~50% Са-компонента, а также двуминеральные эклогиты. Особенно редкими являются обломки гроспидитов и дистеновых эклогитов с резко повышенным содержанием Cr_2O_3, а также зоны и прослои, обогащенные хромом, в обычных бесхромовых гроспидитах.

Кроме перечисленных главных породообразующих минералов, в гроспидитах почти повсеместно наблюдается пластинчатый синий корунд — от единичных зерен до заметных содержаний (~0,5%), встречается также рутил. Поскольку корунд наблюдается в срастании с гранатом, пироксеном и дистеном в разных образцах, имеются основания считать его первичным минералом гроспидитов и ассоциирующих с ними дистеновых эклогитов. В то же время в некоторых образцах корунд развивается в периферических частях ксенолитов и иногда даже в секущих жилках. Часто корунд встречается в сростках с гранатом, пироксеном и дистеном в концентрате тяжелой фракции кимберлита. Эти сростки, которые можно считать обломками ксенолитов гроспидитов, вследствие их широкой распространенности и разнообразия, дают существенный дополнительный материал для характеристики минералогии и парагенезиса этих уникальных пород.

Среди вторичных минералов наиболее распространены цоизит и основной плагиоклаз, присутствующие в значительных количествах в измененных образцах. Иногда вместе с плагиоклазом появляется кварц. В то же время известны единичные находки кварца в виде включений в дистене; кварц иногда, по-видимому, первичный.

Хотя для многих образцов характерны массивные текстуры, часто отмечаются случаи четкого чередования полос, сложенных гранат-пироксеновой и гранат-дистеновой ассоциациями, обусловливающих полосчатую текстуру. Структура пород крупно- и среднезернистая, пойкилобластовая часто с идиоморфными выделениями мелкозернистого дистена среди крупных ксеноморфных зерен пироксена. Для граната характерны изометричные зерна, червеобразные агрегаты и крупные массы неправильной формы, содержащие часто многочисленные включения дистена.

Гранаты гроспидитов и ассоциирующих дистеновых эклогитов характеризуются сравнительно узкими колебаниями железистости (от 30 до 55%), что хорошо фиксируется по величине N — от 1,735 до 1,762 и подтверждено анализами. Основные различия гранатов в большой серии образцов состоят в содержании Са-компонента, что однозначно фиксируется широкими колебаниями величины a_0 — от 11,610 до 11,834 Å — для 80 ксенолитов и отдельных обломков пород с одним и тем же парагенезисом. Эти колебания соответствуют интервалу кальциевости от 30 до 95%, что подтверждено результатами анализов 20 гранатов, отобранных по всему интервалу кальциевости.

Определения величины a_0 гранатов, содержащих включения дистена из концентрата тяжелой фракции кимберлита трубки «Загадочная», в 70 образцах позволили еще больше расширить указанный интервал в сторону более низкой кальциевости, до a_0 = 11,560 Å (20% Са-компонента).

Результаты изучения физических свойств (N и a_0) большой выборки гранатов, ассоциирующих с дистеном (около 50) из трубки «Загадочная», позволили сделать вывод о преимущественной распространенности гранатов, содержащих 40—60% Са-компонента, т. е. близких

к промежуточному составу. Интересно отметить, что гранаты собственно гроспидитов составляют 85% всех исследованных гранатов из ксенолитов. Что касается сростков граната с дистеном из концентрата, то здесь доля гроспидитовых составов резко понижается, составляя только 28%. Эта разница, по-видимому, может быть объяснена преимущественной дезинтеграцией собственно эклогитовых составов, содержащих больше пироксена, подверженного вторичным изменениям. Эта представительная выборка показала, что непрерывность состава Mg-Ca гранатов с примесью альмандина фиксируется уже при железистости 30% (см. рис. 59).

Очень большую редкость составляют хромсодержащие магнезиально-кальциевые гранаты, содержащие 1,5—7,2% Cr_2O_3 (кальциевость 27—62%). Средний состав этих необычных гранатов приведен в табл. 22.

Клинопироксены описываемых пород характеризуются рядом особенностей, часть которых, например, очень высокая примесь Al_{VI} однозначно отличает их от пироксенов различных эклогитов. В ассоциации с хромсодержащими гранатами зафиксированы хромомфациты с примесью Cr_2O_3 до 3%, дистены, содержащие до 16,8% Cr_2O_3 и минералы серии $Al_2O_3 — Cr_2O_3$.

Относя указанные породы, а также ассоциирующие эклогиты без дистена к гроспидитовой субфации, подчеркнем, что первоначальная оценка условий давления для этой субфации порядка 20—30 *кбар,* а также выводы о влиянии примеси FeO и Na_2O на устойчивость этих пород (Н. Соболев и др., 1966; Sobolev et al., 1968) были подтверждены результатами экспериментальных исследований в соответствующей системе (Green, 1967, 1969; Boyd, 1970). Новые экспериментальные данные позволяют также использовать содержание хрома в дистене для оценки возможных давлений (Seifert, Langer, 1970). Судя по этим данным, давление при образовании дистенсодержащих пород превышало 15 и, возможно, 20 *кбар.* Хотя в экспериментах Ф. Бойда и Тр. Грина (Green, 1969; Boyd, 1970) соответственно при 32 и 36 *кбар* и не был получен непрерывный ряд Ca-Mg гранатов, давление для получения такого ряда в природных составах с примесью FeO, несомненно, существенно ниже, хотя примесь Na_2O и оказывает противоположное влияние.

СУБФАЦИЯ КОЭСИТОВЫХ ЭКЛОГИТОВ

Как отмечено выше, выделение субфации коэситовых эклогитов в значительной степени условно, но преследует цель разграничения парагенезисов, образовавшихся при давлениях выше 30 *кбар,* но ниже 40—45 *кбар,* т. е. ниже границы перехода графит — алмаз. Хотя переход кварц — коэсит для пород верхней мантии нетипичен ввиду отсутствия свободной кремнекислоты в породах ультраосновного и основного состава, выделение субфации коэситовых эклогитов проведено с целью: 1) подчеркнуть, что коэсит не может образоваться в земной коре при метаморфических процессах; 2) обратить внимание на поиски коэситсодержащих эклогитов верхней мантии.

Отметим, однако, что ксенолиты и отдельные парагенезисы, относимые нами к этой субфации, представлены пока только ультраосновными составами. По ряду особенностей состава минералов они четко отличаются от широко распространенных в трубках ксенолитов пироповых гипербазитов со сравнительно однообразным минеральным составом. К числу таких парагенезисов нами отнесены: 1) пироповые перидотиты трубки «Удачная», 2) хромит-клинопироксен-гранатовые сростки трубки «Мир», 3) ксенокристаллы гранатов зеленого цвета, изредка встречающиеся в концентратах кимберлитовых трубок.

Основой для отнесения перечисленных типов в субфации коэситовых эклогитов являются установленные признаки повышенных давлений, фиксируемые как по некоторым особенностям распределения компонентов (повышена примесь K_2O в клинопироксенах и в гранатах), так и по особенностям парагенезиса (верлитовый парагенезис с повышенной кальциевостью гранатов).

Пироповые перидотиты трубки «Удачная», среди которых преобладают пироповые разности с четко разделяющимися порфировидными вкрапленниками пиропа, оливина, энстатита и диопсида и мелкозернистой основной массой, характеризующейся четким своеобразием состава породообразующих минералов.

Гранаты этих пород в среднем более богаты Cr_2O_3, чем гранаты ультраосновных ксенолитов из кимберлитов Якутии и Южной Африки (см. рис. 58). Наиболее высокие значения N гранатов из перидотитов достигают 1,796, что связано не только с очень большим содержанием Cr_2O_3 (в некоторых образцах до 12,7%), но и с изоморфной примесью TiO_2, повышающей значение N. Устойчивая примесь TiO_2 в гранатах из перидотитов трубки «Удачная» (до 1,6%) обнаружена во многих образцах и для титана доказана шестерная координация с отнесением его к титан-андрадитовому компоненту.

Клинопироксены, так же как и гранаты, характеризуются повышенной хромистостью, и, вследствие этого, пониженной примесью Al_2O_3. Содержание Na_2O сравнительно постоянно и не выходит за пределы 1—2%. Основная особенность клинопироксенов — устойчивое пониженное значение отношения Ca : (Ca+Mg) для абсолютного большинства образцов (37—42%), что свидетельствует об особом, высокотемпературном характере этих перидотитов по сравнению с пироповыми перидотитами других трубок. Дополнительной особенностью состава и индикатором особо высоких давлений при образовании этих пироксенов является устойчивая примесь K_2O.

Все перечисленные признаки: 1) повышенная роль Cr_2O_3 в гранатах и пироксенах, 2) пониженная кальциевость пироксенов, 3) устойчивая примесь TiO_2 в гранатах, 4) устойчивая примесь K_2O в клинопироксенах, — однозначно отличают перидотиты трубки «Удачная» и позволяют отнести их к образованиям более высоких давлений (и одновременно высокотемпературным) по сравнению с известными пироповыми перидотитами трубок.

Хромит-клинопироксен-гранатовые сростки трубки «Мир» существенно отличаются особенностями состава минералов от всех ксенолитов ультраосновного состава. Следует отметить, что наличие серпентиноподобных продуктов, вероятно, за счет изменения оливина и отсутствия энстатита, наряду с особенностями состава гранатов в некоторых образцах с высоким содержанием кальция, позволяет предположить верлитовый парагенезис этих сростков. Поскольку кальциевость гранатов в верлитовом парагенезисе зависит от давления (Mac Gregor, 1970), высокая кальциевость гранатов является индикатором давлений, вероятно, превышающих 30 *кбар*. Точная оценка здесь затруднительна, так как минералы рассматриваемых сростков содержат некоторую примесь FeO, снижающую величины давлений по сравнению с экспериментальными данными. В то же время кальциевость гранатов в сростках в общем убывает с возрастанием содержания Na_2O в клинопироксенах, причем максимальное содержание последнего достигает 5,5% (40% Na-компонента). В этих пироксенах зафиксирована очень высокая примесь NaCr-компонента — до 20%. Высокая хромистость характерна и для гранатов (до 10% Cr_2O_3). Важной особенностью является также высокая хромистость [Cr : (Cr+Al)] шпинелидов.

Установление возможного парагенезиса богатых Cr и Ca зеленых гранатов, встречающихся в виде отдельных ксенокристаллов в кимбер-

литах, довольно затруднительно, однако, сопоставление среднего состава этих гранатов (см. табл. 22) с составом граната из многоминерального парагенезиса,включенного в кристалл алмаза (обр. 57/9; Н. Соболев, Бартошинский и др., 1970), позволяет довольно обоснованно отнести такие гранаты к верлитовому парагенезису. Дополнительным подтверждением именно такого характера парагенезиса является находка сростка зеленого граната с оливином в кимберлите (Н. В. Соболев, И. П. Илупин, новые данные). Второй установленный в отдельных образцах парагенезис зеленых гранатов с хромсодержащими дистеном и омфацитом исключительно редок и имеет явно подчиненное значение. Кроме того, гранаты этого парагенезиса содержат в среднем меньше хрома и больше кальция и точка их составов обособлены на сводной диаграмме хромсодержащих гранатов из кимберлитов (см. рис. 58).

Отнесение к субфации коэситовых эклогитов только отмеченных ультраосновных составов не исключает возможности образования в этих условиях и основных (эклогитовых) парагенезисов, даже не содержащих коэсита. Эклогиты кимберлитов, в особенности без дистена и корунда, можно рассматривать как «сквозные» породы для обеих выделенных фаций верхней мантии (см. рис. 58), ибо в отдельных случаях даже алмазоносные эклогиты могут не содержать алмазов. Выделенные признаки различных двуминеральных эклогитов по содержанию элементов-примесей в минералах (примесь натрия в гранатах и калия в пироксенах) должны способствовать их более детальному разделению.

Особенности содержания примеси K_2O в пироксенах, наряду с повышенной хромистостью граната и примесью натрия в энстатитах, а также примесью хрома в оливинах, могут быть использованы для отнесения ксенолитов ультраосновных пород к разным субфациям. Возможно, что температуру равновесия перидотитов, устанавливаемую по величине отношения $Ca : (Ca+Mg)$ можно расматривать в некоторых случаях как функцию давления (Sobolev, 1971) в сочетании с другими указанными признаками.

§ 27. ФАЦИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ ПЕРИДОТИТОВ И ЭКЛОГИТОВ

Несмотря на отсутствие коэсита в метаморфических породах земной коры и глубинных ксенолитах, выносимых кимберлитами, существует объективная возможность выделения парагенезисов, образовавшихся в условиях особо высоких давлений (более 45—50 *кбар*), в пределах верхней мантии. Это — парагенезисы, в состав которых входит алмаз: 1) ксенолиты алмазсодержащих пород — перидотитов и эклогитов; 2) кристаллические включения в алмазах; 3) сростки алмазов с другими минералами.

При изучении этих типов ассоциаций возникает проблема установления сингенетичности алмаза с ассоциирующими минералами и исключение из рассмотрения вторичных минералов. Наибольшие трудности в этом отношении возникают при исследовании сростков с алмазами, однако и для 2-го типа необходим тщательный подбор признаков одновременности с алмазом. Еще совсем недавно в литературе совершенно отсутствовали данные по составу минералов, ассоциирующих с алмазами, и алмаз упоминался в качестве акцессорного минерала эклогитовой фации (Fyfe, Turner, Verhoogen, 1959) только на основании предварительного описания ксенолитов алмазоносных эклогитов из кимберлитов Южной Африки (Bonney, 1899). В настоящее же время такой фактический материал представлен многочисленными анализами минералов из ксенолитов алмазсодержащих перидотитов и эклогитов и

минералов-включений в алмазах, причем большая часть данных получена на материалах якутских кимберлитов в Институте геологии и геофизики СО АН СССР.

В качестве границы фации алмазоносных перидотитов и эклогитов нами принимается граница фазового перехода графит — алмаз. Полный объем этой фации в объектах, доступных наблюдению, определить значительно труднее. По крайней мере, среди обломков пород, вынесенных на поверхность в вулканических аппаратах и кимберлитовых трубках, полностью отсутствуют породы, содержащие рингвудит (Binns, 1970) или β-оливин (Ringwood, 1970), образующиеся при $P \sim 100$ *кбар*. В интервале $P = 45—100$ *кбар* в минералах перидотитов и эклогитов отсутствуют признаки фазовых переходов и поэтому основное внимание при изучении их состава должно уделяться исследованиям особенностей изоморфных замещений и их возможной зависимости от давления для использования в целях геологической барометрии.

Среди ксенолитов алмазсодержащих пород наиболее редкими являются пироповые перидотиты. Несмотря на преобладание ксенолитов пироповых перидотитов над эклогитами в трубках до последнего времени описания достоверных образцов алмазоносных перидотитов отсутствовали. Известны только общие упоминания об алмазоносных пироповых перидотитах в трубках Южной Африки (Williams, 1932) без конкретных описаний.

Первыми достоверными ксенолитами алмазоносных пироповых перидотитов можно считать два образца, обнаруженных в трубке «Айхал» в Якутии (В. Соболев, Най и др., 1969). Кроме этих образцов, в коллекции ксенолитов из той же трубки был найден еще один обломок перидотита с пиропом и очень маленьким кристалликом алмаза (около 0,2 мм). Все указанные образцы характеризуются резким преобладанием серпентинизированного оливина над пиропом, а клинопироксен в них отсутствует, чем они отличаются от типичных перидотитов из трубок. Гранаты трех ксенолитов трубки «Айхал» содержат повышенную по сравнению с гранатами лерцолитов примесь Cr_2O_3 (8,0—14,1%) и пониженную CaO (1,9—6,2%). Результаты их изучения подтверждают принадлежность известных ксенолитов перидотитов с алмазами к особому, дунитовому типу. Ориентировочное содержание граната в одном из наиболее крупных образцов показывает, что содержание Al_2O_3 не должно здесь превышать 0,5% при содержании Cr_2O_3 не выше 0,25%, т. е. высокая хромистость граната здесь связана не с накоплением хрома в процессе кристаллизационной дифференциации, а зависит от низкого содержания Al_2O_3.

Алмазоносные эклогиты занимают совершенно особое место среди разнообразных эклогитовых ксенолитов, обнаруженных в разное время в Ю. Африке, начиная с 1897 г. и в Якутии — с 1959 г. (Bonney, 1899; Бобриевич, Смирнов, В. Соболев, 1959). Если еще недавно могли возникать сомнения в глубинном характере таких пород ввиду их исключительной редкости (Davidson, 1967), то сейчас найдено уже около 30 таких ксенолитов, из которых 18 исследовано из трубки «Мир» в Якутии (Соболев, Кузнецова, 1966; Соболев и др., 1966; Соболев, Пустынцев и др., 1969; Соболев и др., 1969; Соболев, Боткунов и др., 1971).

Кроме наиболее распространенных двуминеральных алмазоносных эклогитов, известны находки дистеновых (Dawson, 1968; Switzer, Melson, 1969; Rickwood, Mathias, 1970), а также корундовых эклогитов, содержащих алмазы. В частности, корундовый эклогит с алмазами обнаружен и в трубке «Мир».

Алмазоносные эклогиты по текстурно-структурным особенностям сходны с другими эклогитами трубок, однако детальное изучение состава минералов позволяет выявить ряд признаков их отличия от одноименных минералов эклогитов без алмаза. К таким признакам

относятся прежде всего особенности состава гранатов — появление в них устойчивой примеси Na_2O (Sobolev,Lavrent'ev, 1971). Другие особенности состава — переменная железистость и кальциевость не могут служить такими отличительными признаками, так как для них зафиксированы широкие колебания, охватывающие приблизительно весь интервал составов эклогитов из кимберлитовых трубок (f=34—62% и CaO =3,1—13,7%, что соответствует кальциевости от 8,7 до 38,4%).

Гранаты дистеновых и корундовых алмазоносных эклогитов, как правило, обогащены кальцием с переменным содержанием гроссуляра в разных образцах. Так, гранат корундового эклогита трубки «Мир» содержит 35% Ca-компонента, а гранат из аналогичного эклогита Южной Африки 45% (Rickwood, Mathias, 1970).

Для клинопироксенов также выявлен устойчивый признак — изоморфная примесь K_2O (Соболев, Лаврентьев, Поспелова, 1971). В 15 изученных неизмененных пироксенах зафиксирована устойчивая примесь K_2O — от 0,05 до 0, 15% (в среднем, 0,10%), присутствие которой может рассматриваться как признак особо высокого давления, так как экспериментально доказано, что клинопироксены, полученные при давлениях до 30 *кбар,* не содержат примеси калия (Erlank, Kushiro, 1970). Кроме этого, пироксены алмазоносных эклогитов характеризуются повышенным содержанием натрия и довольно высокой температурой образования с появлением во многих образцах твердого раствора энстатита (Sobolev, 1968). В отдельных образцах алмазоносных эклогитов содержание Na_2O в пироксене достигает 9% (60% жадеита), а в корундовом эклогите трубки «Мир» — до 10,7% (72% жадеита).

Особый интерес представляет изучение алмазов, извлеченных из алмазоносных эклогитов, и их соотношение с гранатом и пироксеном, поскольку эти ксенолиты являются единственными природными образованиями, содержащими алмазы; после их кристаллизации они как бы законсервировались от воздействия внешней среды. В связи с этим отметим, что на примере уже многочисленных находок алмазоносных эклогитов, показано, что алмазы расположены произвольно, как во внешних, так и во внутренних частях ксенолитов. Фактические данные свидетельствуют о том, что алмазы эклогитов, все представленные плоскогранными октаэдрами, не отличаются по морфологическим особенностям от остальных алмазов октаэдрического габитуса из кимберлитов. Сходны они с остальными алмазами из кимберлита и по наличию азота (Соболев и др., 1966). Размеры алмазов из эклогитов весьма разнообразны — от 0,2 *мм* и почти до 1 *см.* Вес самых мелких кристаллов, вероятно, не превышает 0,005 карата, наиболее крупный весил 5,75 карата (Gurney, Siebert, Whitefield, 1970).

Рутил постоянно присутствует в этих эклогитах, причем он отмечен также в виде включений в алмазах эклогита «Робертс-Виктор» (Gurney et al., 1970). В некоторых эклогитах вместе с алмазом установлен графит в виде таблитчатых идиоморфных кристаллов. Дистен и корунд зафиксированы в соответствующих эклогитах, значительно более редких по сравнению с двуминеральными.

Кроме повышения примеси Na в гранате и K в пироксене, важное значение для оценки высокого давления имеет также повышенное содержание Na в пироксенах дистеновых эклогитов. Эти признаки, вместе взятые, дают возможность в некоторых случаях устанавливать принадлежность отдельных эклогитов, не содержащих алмазов, к группе алмазоносных, т. е., относящихся к фации алмазоносных перидотитов и эклогитов.

Это хорошо подтверждается примером дистеновых эклогитов трубки «Робертс-Виктор». В серии ксенолитов этих пород только в одном случае установлен алмаз (Switzer, Melson, 1969), однако для гранатов определена повышенная примесь натрия (Sobolev, Lavrent'ev, 1971)

наряду с повышенным содержанием Na_2O в пироксенах (рис. 65). Именно в трубке «Робертс-Виктор», по литературным данным и аналогии с составами пород трубки «Загадочная», была обоснована возможность находки типичных гроспидитов (Бобриевич, В. Соболев, 1962; Sobolev et al., 1968). Действительно, при более детальных исследованиях там обнаружены гроспидит с гранатом, содержащим около 65% гроссуляра (Mac Gregor, Carter, 1970). Кроме того, изучена целая серия дистеновых эклогитов с гранатами, содержащими от 20 до 48% гроссуляра. Пироксены, ассоциирующие с этими гранатами, содержат более высокую

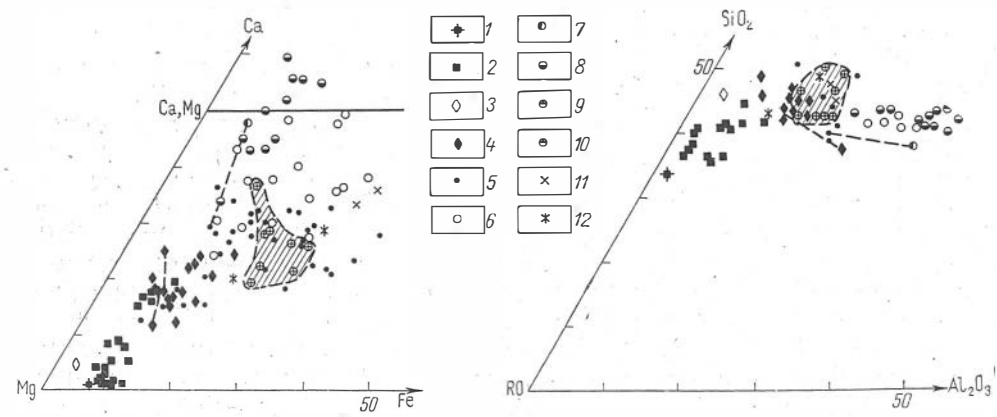


Рис. 65. Особенности химического состава пиропсодержащих ксенолитов из кимберлитовых трубок

1 — дуниты; *2* — лерцолиты; *3* — энстатиты; *4* — вебстериты; *5* — эклогиты; *6* — дистеновые эклогиты; *7* — корундовые эклогиты; *8* — гроспидиты; *9* — дистеновые пироксениты; *10* — алмазоносные эклогиты; *11* — средние составы оливиновых толеитов (Кутолин, 1968); *12* — средние составы оливиновых базальтов, Nockolds (1954). Поля составов алмазоносных эклогитов заштрихованы; точки состава отдельных зон сложных ксенолитов соединены штриховыми линиями

примесь Na_2O (6,4—8,5%), чем пироксены в ассоциации с гранатами аналогичного состава трубки «Загадочной» (см. рис. 65). На основании указанных особенностей дистеновые эклогиты и гроспидиты трубки «Робертс-Виктор» отнесены к фации алмазоносных пород.

Наиболее объективную информацию о составе среды, в которой кристаллизовались алмазы, могут дать кристаллические включения в алмазах, которые уже давно были отмечены визуально (Bauer, Spencer, 1904; Sutton, 1921; Williams, 1932). Своеобразие окраски сделало возможной даже визуальную диагностику таких включений, как лиловые гранаты и изумрудно-зеленые хромдиопсиды, однако точная диагностика включений стала возможной только с появлением методов рентгенографического исследования. В результате целой серии целенаправленных работ по изучению твердых включений в алмазах, преимущественно Якутии и Урала (Mitchell, Giardini, 1953; Футергендлер, 1956, 1958, 1960; Орлов, 1959; Гневушев, Николаева, 1958, 1961; Футергендлер, Франк-Каменецкий, 1961; Ефимова, 1961), было обосновано выделение комплекса минералов, сингенетичных с алмазом. Полученные данные были дополнены исследованиями Дж. Гарриса (Harris, 1968), и сейчас к достоверным сингенетическим включениям можно отнести оливин, хромшпинелид, гранат, энстатит, клинопироксен, рутил и сам алмаз. К этой группе включений отнесен также ильменит, хотя достоверные включения этого минерала в алмазах пока не обнаружены. Недостаточно убедительно доказан и первичный характер коэсита, обнаруженного в алмазе (Harris, 1968). Из вторичных, эпигенетических, включений, которые мы здесь не рассматриваем, наиболее близко к группе сингенетичных тяготеют некоторые сульфиды, образующие высокотемпературную ассоциацию (пирротин, пентландит и

халькопирит), рассматриваемую также как результат распада одной сульфидной фазы (Sharp, 1966). Вызывает сомнение справедливость отнесения магнетита к числу сингенетичных включений (Harris, 1968), так как в единственном конкретном случае за магнетит мог быть принят хромит. Находка апатита в алмазе, диагностированного только на основании оптических данных (Eppler, 1961), недостаточно убедительна (Harris, 1968), так как близкий показатель преломления характерен и для форстерита.

Следует подчеркнуть, что самой достоверной основой для отнесения минералов к сингенетичным с алмазом может служить только их сходство с минералами алмазоносных ксенолитов-перидотитов и эклогитов. Минералам перидотитов (в том числе и очень редких типов перидотитов) идентичны хромсодержащие магнезиальные гранаты, оливин, энстатит. Сюда же можно отнести еще не обнаруженные в алмазоносных перидотитах хромдиопсиды и хромомфациты. В качестве аналогов минералов эклогитов можно рассматривать пироп-альмандиновые гранаты с примесью кальция, омфациты, рутил. Следует отметить, что к числу наиболее редких минералов, возможных в качестве включений в алмазах, можно отнести дистен и корунд, так как достоверно установлены дистеновые и корундовые алмазоносные эклогиты.

При изучении кристаллических включений в алмазах выявлен ряд особенностей, которые можно рассматривать как признаки одновременности роста и парагенетической связи минералов-включений с алмазом. Такими признаками являются:

1) морфологические соотношения включений с алмазом; 2) закономерная связь ориентировки многих включений минералов с ориентировкой алмаза-хозяина. Такая ориентировка носит в ряде случаев эпитаксический характер (Футергендлер, Франк-Каменецкий, 1961); 3) отсутствие обломков кристаллов среди включений в алмазах, несмотря на исключительно широкое распространение таких обломков в кимберлитах; 4) почти полное отсутствие вторичных изменений минералов, включенных в алмаз, при широком развитии таких изменений в минералах кимберлитов; 5) одинаковый состав различных зерен одного и того же минерала, включенных в одном алмазе, при весьма широких колебаниях состава включений из различных кристаллов алмаза; 6) наличие закономерных парагенетических соотношений между включениями разных минералов в одном алмазе; 7) закономерное отличие минералов и парагенезисов, включенных в алмаз, от минералов и парагенезисов фаций меньших давлений.

Признаки, относящиеся к парагенетическим соотношениям минералов-включений и алмаза (5, 6, 7) более детально рассмотрены выше. Здесь мы более детально остановимся на характеристике морфологических соотношений — особенностей, во многих случаях устанавливаемых визуально.

В качестве прямых признаков совместного роста включений и алмаза можно, вероятно, рассматривать отрицательные формы включений минералов с алмазной огранкой (Соболев и др., 1971). К таким включениям относятся гранаты, клинопироксены, энстатит; они наблюдаются сквозь октаэдрические грани алмаза в виде треугольников, параллельных каждой грани и точно повторяющих форму алмаза-хозяина. В одном алмазе встречаются отрицательные формы различных минералов, имеющих одинаковую ориентировку по отношению к алмазу. Вероятно, к подобным образованиям можно отнести установленный октаэдрический кристалл граната в алмазе трубки «Удачная» (Соболев, Бартошинский и др., 1970). Известны примеры сростков граната и хромдиопсида, а также двух включений одноименных минералов (энстатита и хромдиопсида) в виде отрицательных кристаллов.

Наличие таких морфологических форм включений можно объяснить только резким превышением скорости роста алмаза над скоростью роста захваченного включения.

К косвенным признакам совместного роста можно отнести искажение формы включений, впервые зафиксированное для кристалла оливина (Hartman, 1954). Наиболее четко такие искажения проявляются в гранатах: иногда встречаются удлиненные включения граната и даже пластинчатые.

Сингенетичные включения в алмазах в подавляющем большинстве случаев встречаются в виде индивидуальных кристаллов, чаще всего одиночных, что характерно для алмазов как Африки, так Якутии и Урала. Однако в некоторых образцах алмазов наблюдается большое количество включений, причем такие случаи чаще всего относятся к оливину. Для этого минерала известны случаи нахождения пяти, десяти и более включений в одном алмазе. В одном из образцов якутских алмазов зафиксировано около 50 включений оливина. Для хромита также известно более 10 включений в одном алмазе. До пяти включений встретилось в лиловых гранатах.

Сростки минералов как включения наблюдаются редко. Так например, в специально подобранной коллекции алмазов с включениями из месторождений Африки и Венесуэлы (Meyer, Boyd, 1970), состоящей из 50 алмазов, с 200 кристаллическими включениями, только в двух случаях зафиксированы двухфазные включения. Несколько таких случаев известно в якутских алмазах. В частности, обнаружен и изучен сросток граната и хромдиопсида (Соболев, Бартошинский и др., 1970), причем хромдиопсид можно рассматривать как своеобразное включение в гранате (см. рис. 63).

Несколько подобных же сростков, детальнее пока не исследованных, визуально обнаружено в специально отобранной коллекции якутских алмазов.

Большой интерес представляют описания находок (Якутия, Южная Африка) огромного количества микрокристаллов оливина в одном алмазе (Гневушев, Футергендлер, 1965; Harris, 1968). Размеры их не превышают нескольких микрон, и они представляют собой скопления в виде мутного облака, иногда принимаемого за газово-жидкие включения. Аналогичное скопление в алмазе установлено и для микрокристаллов граната (Футергендлер, 1969). В частности, для граната доказано, что включение представляет собой совокупность строго ориентированных кристалликов, очевидно, пластинчатых, рассеянных по всему образцу, и они являются причиной молочно-белой окраски алмаза. Для скоплений оливина, как и для граната, установлена ориентировка кристаллов друг относительно друга и относительно алмаза.

Известна находка еще одного белого облакоподобного включения (Harris, 1968), для которого удалось установить только лишь его кристаллическую природу. Что касается возможности присутствия газово-жидких включений в алмазах, то достоверные описания таких включений пока не известны.

С точки зрения парагенетических соотношений включений в одном алмазе большой интерес представляют случаи обнаружения нескольких разных минералов, находящихся в одном кристалле алмаза.

В последние годы значительно повысился интерес к исследованию включений в алмазах в связи с возможностью определения их состава с помощью микроанализатора. Одновременно накапливаются материалы и по морфологическим особенностям включений. Следует подчеркнуть, что не описано ни одного достоверного случая обнаружения обломков кристаллов какого-либо минерала в виде включения. Напротив, в отличие от зерен минералов из кимберлитового концентрата, лишь в очень редких случаях сохраняющих реликты огранки, все без исключе-

ния включения минералов обладают четкой кристаллографической огранкой. В особенности это характерно для гранатов, хорошо образованные кристаллы которых можно наблюдать только в алмазах.

Рентгенографическими исследованиями установлена не только принадлежность кристаллических включений к определенной группе минералов (оливин, гранат, клинопироксен, хромшпинелиды), но и расшифрован ряд особенностей состава. Так, показано, что оливин относится к форстериту с незначительной примесью железа, а гранаты — к пироп-альмандиновому ряду и в некоторых случаях приближаются по составу к пиропу, клинопироксен — к диопсиду, ортопироксен — к энстатиту, хромшпинелиды — к хромпикотиту.

Однако эти методы не дают возможности судить о более тонких особенностях состава минералов, позволяющих сопоставлять их состав с составом аналогичных минералов, образовавшихся в условиях более низких давлений.

Такая возможность возникла только с появлением новой аналитической техники, в частности рентгеновских микроанализаторов с электронным зондом. Хотя определение состава кристаллических включений в алмазах связано с целым рядом существенных трудностей, прежде всего с очень небольшими размерами включений (0,05—0,3 *мм*), в последние годы получены фундаментальные результаты, позволяющие сделать вывод о существенных различиях состава многих минералов, равновесных с алмазом, но образовавшихся при меньших давлениях.

Первые определения состава пиропов, включенных в алмаз (Meyer, 1968; Соболев и др., 1969), позволили провести резкую грань по составу между хромовыми пиропами, бедными кальцием, и большим количеством магнезиальных гранатов, присутствующих в концентрате тяжелой фракции кимберлитов и в перидотитовых ксенолитах. Здесь мы не будем останавливаться на особенностях состава гранатов и других минералов-включений в алмазах, а подчеркнем только их главные отличия от сходных минералов кимберлитов.

1. Среди магнезиальных гранатов резко преобладают хромовые пиропы, бедные кальцием. Зафиксированы также пиропы с необычно высоким содержанием кальция. Общей особенностью этих гранатов является их очень низкая железистость.

2. Пироп-альмандиновые гранаты отличаются от гранатов сходного состава наличием устойчивой примеси Na_2O (0,10—0,20%).

3. Оливины наряду с пониженной железистостью отличаются от основного количества оливинов ультраосновных пород наличием постоянной примеси хрома.

4. Хромшпинелиды отличаются от всех хромшпинелидов, известных в породах земной коры, очень высоким содержанием Cr-компонента ($Cr > 80\%$) или более 60—63% Cr_2O_3. Они являются типичными хромитами и сопоставимы по составу только с хромитами метеоритов.

5. Энстатиты характеризуются в большинстве случаев повышенной величиной отношения $Cr : (Cr+Al)$.

6. Хромдиопсиды обладают менее отчетливыми отличительными особенностями. Однако в большой выборке отмечаются повышенные содержания Cr_2O_3 и Na_2O по сравнению с аналогичными пироксенами перидотитов.

7. Бесхромовые клинопироксены относятся к омфацитам, содержащим от 15 до 50% жадеитового компонента, и характеризуются наличием некоторой примеси твердого раствора энстатита.

Кроме минералов, включенных в алмазы, ценным дополнительным источником информации о составе среды и условиях образования алмазов являются минералы-сростки. Сростки минералов с алмазами могут быть разделены на два типа:

1) обломки алмазоносных эклогитов и других алмазсодержащих ксенолитов с целыми кристаллами алмаза, вросшими в другие минералы, и сами представляющие собой как бы включения в эти минералы;

2) поликристаллические алмазные агрегаты, на поверхности которых имеются вростки других минералов.

К минералам, по всей вероятности, равновесным с алмазами, во всяком случае с их внешними зонами, можно отнести по аналогии с сингенетическими включениями хромит, гранаты, пироксены, а также ильменит, рутил и, возможно, корунд и дистен. Полное отсутствие оливина в сростках объясняется, очевидно, его полной серпентинизацией. При этом необходимо подчеркнуть, что перечисленные минералы не просто заполняют пустоты на поверхности алмазных кристаллов и поликристаллических агрегатов, что могло бы явиться продуктом значительно более поздней кристаллизации, неравновесной с алмазом, а во всех рассмотренных образцах тесно срастаются с алмазом, присутствуя не только в самой внешней части кристаллов и агрегатов, а прорастая алмаз.

В сростках якутских алмазов определены составы более 30 минералов. Гранаты сростков полностью аналогичны гранатам, включенным в алмазы, а хромиты все без исключения так же одинаковы по составу с включениями в алмазы. Среди клинопироксенов обнаружены уникальные составы, резко обогащенные юриитовым компонентом (до 46% примеси $NaCrSi_2O_6$). Совершенно новыми являются данные по составу ильменита, ассоциирующего в сростках с алмазами. Ильменит (3 образца), так же как и хромиты, характеризуется незначительной примесью Fe^{3+}, что следует из очень высокого содержания TiO_2, соответствующего стехиометрии в серии составов $MgTiO_3$—$FeTiO_3$.

Исследования минералов, сросшихся с алмазами, позволяют не только подтвердить их общее сходство с соответствующими минералами алмазсодержащих ксенолитов и включений в алмазах, но и сделать вывод об общности условий кристаллизации во всех перечисленных типах. Изучение сростков дало возможность значительно расширить представления о возможных колебаниях состава минералов фации алмазоносных перидотитов и эклогитов. Безусловно, дальнейшие исследования минералов, достоверно асоциирующих с алмазами, позволят получить новые ценные сведения об особенностях минералообразования при наиболее высоких давлениях, возможных только в условиях рассматриваемой фации. Важность этих исследований определяется также и тем, что парагенезисы, содержащие природные алмазы, являются единственными объектами, достоверно относящимися к наиболее глубинным природным образованиям.

В заключение сопоставим фации мантии с метаморфическими фациями земной коры. Как уже отмечено, шпинелевые перидотиты по давлению относятся к фации B_I, являясь более высокотемпературными магматическими породами. Породы эклогитовой фации коры (C_I) сопоставимы с фацией пироповых перидотитов и эклогитов с графитом. При этом метаморфические породы коры: а) относятся по давлению преимущественно к первой и отчасти ко второй субфации, никогда не доходя до субфации коэситовых эклогитов; б) образование пород коры захватывает более низкотемпературную область; в) соответствующие высокие давления в коре сохранялись лишь в течение непродолжительных периодов и в породах мы всегда имеем наложенные реакции, происходившие при более низких давлениях, а обычно и при более низких температурах.

ГЛАВА VI

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТАМОРФИЗМА

§ 28. ТИПЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Среди исследователей все более укрепляется мнение о разнородности регионального метаморфизма, о необходимости выделения в нем различных «типов», отличающихся моделью, условиями проявления и конечным продуктом — различными метаморфическими комплексами (Miyashiro, 1961; Добрецов и др., 1965, 1966; Winkler, 1965, 1967; De Roever, 1964, 1965; Хорева, 1966 и др.). Мы уже использовали такие подразделения, как особый метаморфизм двупироксеновой (гранулитовой) фации, андалузит-силлиманитовый и дистен-силлиманитовый типы (комплексы), разные по давлению «подтипы» зональности в зеленосланцевой фации, глаукофан-сланцевый («глаукофановый») метаморфизм и т. п. Относительно полная классификация типов регионального метаморфизма и их классификационные признаки были опубликованы нами ранее (Добрецов, Соболев, Хлестов, 1969). По аналогии были выделены типы контактового метаморфизма (Ревердатто, 1970).

При выделении «типов» регионального метаморфизма наметилось несколько подходов, которые могут быть подразделены на 4 группы.

1. Выделение «минералогических типов» метаморфизма на основании фациальных (минералогических) особенностей, указывающих главным образом на различный режим давления. Так, А. Мияширо (Miyashiro, 1961, $1967_{1,2}$) выделяет три типа метаморфизма (андалузит-силлиманитовый, дистен-силлиманитовый, жадеит-глаукофановый) и промежуточные между ними типы. Так же к этому вопросу подходят и многие другие исследователи (Zwart, 1967; Winkler, 1965 и др.), нередко в связи с гипотетическими различиями геотермических градиентов. Типы метаморфизма А. Мияширо, принятые коллективом ИГГиД (В. А. Глебовицкий, К. О. Кратц, Д. И. Великославинский, Ю. М. Соколов), но в несколько иной трактовке, используем и мы.

2. Выдвижение на первый план тектонических (отношение к складчатости) или структурно-геологических признаков (Хорева, 1967; Шуркин и др., 1968). Так, Б. Я. Хорева (1966, 1967, 1968, 1969) вслед за Г. Г. Ридом (Read, 1952) выделяет два типа метаморфизма — доскладчатый «монофациальный» метаморфизм и постскладчатый полифациальный «плутонометаморфизм». При их характеристике Б. Я. Хорева использовала и другие признаки, в частности типы метасоматоза А. А. Маракушева.

3. Использование для выделения двух рядов метаморфических «формаций» типов метасоматоза — натрового или калиевого (Маракушев, 1965, 1968; Маракушев и др., 1971). Фактически А. А. Маракушев (1965, 1969 и др.) придерживается одной модели регионального метаморфизма, которая может быть названа моделью флюидно-теплового потока из мантии (при условии $P_{\text{лит}} \gg P_{\text{фл}} > P_{H_2O}$), причем смена нат-

рового метасоматоза калиевым отражает последовательную эволюцию состава регионально проявленных мантийных флюидов. Вне этой модели, по мнению А. А. Маракушева, метаморфизм не происходит.

4. Комплексные решения, учитывающие 1 и 2 подход, с попыткой увязки их в пределах нескольких различных моделей. Здесь следует отметить прежде всего идеи В. С. Соболева (1949, 1955, 1960, 1961 и др.) о том, что наряду с метаморфизмом, где давление создается весом вышележащих пород, существуют процессы метаморфизма в условиях, где $P \gg P_{лит}$. Начиная с 1964 г. (Добрецов, 1964; Добрецов и др., 1965, 1966), авторы используют совокупность набора фаций и связанные с этим оценки режима давления при выделении двух типов «зон высоких давлений», «зональных комплексов низких давлений», регионально распространенных («однородно метаморфизованных») комплексов зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Впоследствии эти подразделения переросли в классификацию типов метаморфизма (Добрецов, Соболев, Хлестов, 1969). Независимо от этого были сформулированы аналитические модели и проведены некоторые расчеты для локального теплового потока (Кудрявцев и др., 1968, 1969) и метаморфизма погружения (Добрецов и др., 1970). Используя минералогические типы метаморфизма А. Мияширо, аналогичные типы и модели сформулировал Г. Винклер (1969; Winkler, 1965). Он выделил термодинамометаморфизм (с типами Барроу — дистен-силлиманитовым, и Бахен — андалузит-силлиманитовым) и метаморфизм погружения (преимущественно глаукофановый тип). Кроме того, с некоторыми оговорками он допускает также особый случай «газового сверхдавления», когда $P_{фл} > P_{лит}$ (Rutland, 1963). Об аналогичной «буферной» или «автоклавной» модели писали также Н. Л. Добрецов (1964, 1965), Н. Л. Добрецов и др. (1970), В. В. Хлестов (1972). Прежде чем переходить к моделям метаморфизма, резюмируем кратко состояние вопроса и предлагаемую классификацию типов метаморфизма.

Можно считать общепринятым, что региональный метаморфизм, который раньше считался однообразным, следует подразделить на типы, отличающиеся условиями проявления и конечными продуктами — метаморфическими комплексами. По нашему мнению, такое подразделение должно основываться, во-первых, на формально однозначных и сравнительно просто определяемых признаках, во-вторых, признаки должны быть годными для построения динамических моделей.

Этим требованиям, с нашей точки зрения, лучше всего удовлетворяют пространственно фациальные признаки, которые и должны использоваться как классификационные. Все другие признаки, в частности тектонические или генетические, следует больше коррелировать с однозначно выделенными типами метаморфизма и «на выходе» получить «генетическую» модель.

В одном из вариантов (Добрецов, Соболев, Хлестов, 1969) мы на первое место поставили признак поясового или ареального характера выходов метаморфических комплексов, однако значение его для построения моделей не совсем ясно, так как имеются все промежуточные случаи. Этот признак в новой схеме (табл. 26) используется как вспомогательный для разделения на подтипы. Наоборот, режим давления применяется теперь как ведущий классификационный признак, поскольку его давно используют В. С. Соболев, А. Мияширо и др., он имеет важное значение для построения моделей. Кроме того, большое значение мы придаем степени пространственной однородности метаморфизма в современных срезах. По этой характеристике выделяются однородный (или монофациальный) и зональный (полифациальный) метаморфизм. Любой метаморфизм, строго говоря, неоднороден в смысле наличия градиентов интенсивных параметров (в первую очередь, по вертикали), так что всегда можно обнаружить какую-то мета-

Таблица 26

Классификация типов прогрессивного метаморфизма

Признаки			Тип метаморфизма				Тектоническая позиция	
пространственные (градиент P—T)	режим давления	набор фаций	название типа	номер типа	подтип (а—поясовой, б—ареальный)	вероятная модель		
«Однородный» метаморфизм (преимущественно монофациальный)	Промежуточное $P_{фл} > P_{лит}$	$B_1 \pm B_2$	Двупироксеновый («гранулитовый»)	1	б	Ранне (?) докембрийский многократный метаморфизм	Щиты и фундамент платформ	
	Умеренное $P_{фл} \approx P_{лит}$	$B_2 \pm B_3$	Мигматит-гнейсовый («ультраметаморфизм»)	2	»			
	Повышенное $P_{фл} > P_{лит}$	$C_2 \pm B_2$	Эклогит-дистен-гнейсовый	3	»	?	Фундамент срединных массивов	
	Умеренное или промежуточное $P_{фл} \approx P_{лит}$	$B_5 (\pm B_4)$	Начальный	4	а	Доскладчатый метаморфизм погружения	Складчатые пояса и платформенный чехол (4б)	
					б			
		$B_4 \pm C_3$	Зеленосланцевый	5	а			
					б (?)			
		$C_3 \pm B_4$	Дистен-сланцевый (типа Кейв)	6	а			
					б (?)			
«Зональный» метаморфизм (полифациальный)	Умеренное $P_{фл} \approx P_{лит}$	$\pm B_1 + B_2 + B_3 \pm B_4$	Андалузит-силлиманитовый	7	а (Тонгулак)	Постскладчатый метаморфизм, обусловленный флюидно-тепловым потоком, связанный с глубинным магматизмом	Преимущественно зоны относительных поднятий	Складчатые пояса
					б (Бахен-Абакума)			
	Повышенное $P_{фл} > P_{лит}$	$C_2 + C_3 \pm B_4$	Дистен-силлиманитовый	8	а (Барроу)		Преимущественно зоны опусканий	
					б (Уральский)			
	Высокое $P_{фл} > P_{лит}$	$\pm B_5 + B_4 + C_4 \pm C_3$ / $B_4 + C_4$	Глаукофан-сланцевый	9	а (Санбагава)	Сложный механизм (погружение + «автоклавный» («буферный») + тектонический)	Зоны глубинных разломов, в том числе зоны Бениофф под глубоководными желобами	
					б (Пенжинский)			
	Высокое $P_{фл} > P_{лит}$	$C_4 + C_3$	Эклогит-глаукофан-сланцевый	10	а (Максютовский)			
					б (Калифорнийский)			

морфическую зональность. Но в одних случаях зональность четко выражена и в современном срезе охватывает несколько фаций, а ширина зон не превышает 10 *км* (ширина всей зональности — не более первых десятков километров). Такие комплексы принято называть «зональными» (например, зоны Барроу и район Бачен в Шотландии). В других случаях зональность обнаруживается с трудом, ширина зон составляет десятки — сотни километров, а изменение условий по зонам не выходит, как правило, за пределы одной фации, например, зональность, установленная А. А. Маракушевым (1695) в Алданском щите). Такие комплексы, поскольку зональность в них при обычных геологических исследованиях не обнаруживается, мы назвали «однородными» (незональными, монофациальными). Промежуточные случаи сравнительно редки. Кроме того, как показывает сопоставление с геологическими данными, «однородные» и зональные комплексы существенно отличаются по тектонической позиции и времени образования (относительно складчатости и гранитоидного магматизма).

§ 29. ФАКТОРЫ И МОДЕЛИ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Выяснение геологических механизмов, обусловливающих проявления того или иного конкретного типа метаморфизма, представляет большую и очень важную проблему. В отдельных очевидных случаях (как, например, для типичных контактовых ореолов вокруг интрузивов) общая формулировка соответствующих метаморфических моделей не представляет труда и с давних пор не вызывает дискуссий. Обсуждаются лишь детали таких моделей.

Что касается разнообразных проявлений регионального метаморфизма, то здесь все обстоит гораздо сложнее. Причины его далеко не очевидны, и гипотетические предположения на этот счет до сих пор базировались главным образом на умозрительных построениях, почему и остаются в значительной степени декларативными.

В данном разделе делается попытка анализа возможных моделей регионального метаморфизма с детальностью, которая в настоящее время доступна. Сейчас, пожалуй, нет необходимости искать новые гипотетические объяснения наблюдаемых закономерностей метаморфических процессов. Число уже существующих гипотез достаточно велико и затрагивает едва ли не все механизмы, которые можно привлечь для этих целей. Вопрос состоит лишь в том, что практически все эти гипотезы пока не шли дальше слабо детализированных умозрительных построений, степень достоверности которых трудно оценивать.

В применении к региональному метаморфизму одним из важнейших геологических моментов является вопрос о роли магматических масс. Уже в течение длительного времени рассматриваются два крайних случая: 1) когда изменение *PT*-условий, вызывающее метаморфизм, целиком связано с погружением (за счет осадконакопления и складчатости) и постоянным теплопотоком из земных глубин; 2) когда прогрессивные метаморфические превращения обусловлены в основном термическим воздействием больших масс расплава, перемещенного со значительных глубин.

Выделяющиеся многими авторами два «типа» метаморфизма[1] по существу приближаются в той или иной мере к названным двум слу-

[1] В этом случае принцип выделения «типов» метаморфизма отличен от принятого в нашей работе. Он основан на смешении двух групп признаков: фактических геологических данных (соотношение со складчатостью, характер зональности, пространственные ассоциации с интрузивными телами) и по существу гипотетических представлений о характере процессов метаморфизма. На наш взгляд, это вряд ли целесообразно, и в настоящей работе типы метаморфизма выделяются только на основе фактически наблюдаемых признаков, тогда как модельные гипотетические представления рассматриваются здесь отдельно.

чаям: 1) к «орогеническому метаморфизму» Х. Рида (Read, 1947), «собственно региональному метаморфизму» В. А. Николаева (1957), «региональному динамо-геотермическому метаморфизму» Б. Я. Хоревой (1966, 1967), «динамотермальному метаморфизму» Н. А. Елисеева (1959); 2) к «плутоническому метаморфизму» Х. Рида, «региональноконтактовому метаморфизму» В. А. Николаева, «региональному плутоно-метаморфизму» Б. Я. Хоревой.

Для первого «типа» метаморфизма дополнительно, как правило, предполагается существенная роль тангенциальных нагрузок — стресса. В этом находят выражение попытки отразить второй важный геологический момент метаморфических моделей — соотношение с тектоникой. Рассмотрение этих двух геологических аспектов составляет необходимое звено при формулировке каждой из конкретных моделей. Помимо них, при этом должны анализироваться моменты, связанные со всеми основными факторами метаморфизма (Добрецов и др., 1970).

Рассмотрим подробнее главные из них.

ИСТОЧНИКИ ТЕПЛА

Прогрессивный метаморфизм происходит в обстановке повышающихся температур и, естественно, сразу возникает вопрос об источниках тепла, необходимого для прогрева метаморфических толщ. Если температура на «дне» геосинклинальной толщи достигает 600—700° С, то средний нагрев ее с момента осадконакопления составит около 300—350° С. При теплоемкости пород в данном интервале порядка 0,7 *кал/см³·град* (Берч и др., 1949) это требует расхода тепловой энергии не менее 200—250 *кал/см³*. К этому нужно добавить теплоту реакций дегидратации. Так что оценка в 300 *кал/см³* может считаться минимальной (Fyfe et al., 1959). По современным представлениям внутреннее тепло Земли обусловлено главным образом радиоактивным распадом и гравитационной дифференциацией вещества планеты (Любимова, 1968; Гутенберг, 1963; Субботин и др., 1968). Существенная роль «остаточного» тепла может предполагаться только исходя из гипотезы первично «горячей» Земли, которая сейчас подвергается серьезной критике. Из других источников тепла заметное значение может иметь приливное трение под действием Луны и Солнца. Но соответствующие оценки показывают, что выделение тепла за счет этого механизма не могло превышать 20—30% от количества радиогенного тепла. Все прочие источники тепла имеют резко подчиненное значение в планетарном масштабе.

Ранее делались попытки связывать нагревание прогрессивной стадии метаморфизма с теплом, выделяющимся при тектонических деформациях. Однако соответствующие расчеты показали, что количество такого тепла явно недостаточно даже при крайних допущениях — не более 5—8 кал/см³ (Fyfe et al., 1959; Ферхуген, 1961). Это представляется почти очевидным и с точки зрения геологических наблюдений, поскольку нет сколько-нибудь заметной корреляции между степенью деформации толщ и степенью их прогрева.

Более того, легко заметить, что попытки привлечения таких механизмов, как источники тепла, в общепланетарном масштабе приводят к замкнутому кругу. Ведь приходится в свою очередь искать источники энергии, необходимой для осуществления тектонических движений. Следовательно, можно было бы предполагать лишь участие этих процессов в теплопереносе за счет «циклов» типа: глубинное тепло (иного происхождения) → движения крупных блоков → деформации в коре → → тепло за счет деформаций. Но, как показано выше, даже такое участие данного механизма мало существенно.

Сходная ситуация получается и при попытках связывать внутрен-

нее тепло Земли с химическими реакциями в ее недрах, поскольку трудно предполагать существенную первичную неоднородность вещества планеты, не обусловленную гравитационной дифференциацией. Для земной коры и верхней мантии, если и имеют какое-то значение, то только процессы взаимодействия поднимающихся ювенильных восстановительных газов (содержащих водород и углеводороды) с кислородными соединениями пород. Для реакций Гем$+H_2 \rightarrow$ Мт$+H_2O$ и Гем$+$ $+$Кв$+H_2 \rightarrow$ Фа$+H_2O$ тепловой эффект, по данным С. Кларка (1969), получается равным соответственно около 4,3 и 7,4 *ккал/моль* гематита. Если принять первичное содержание гематита в осадках до 10 вес. %, то это составит около 7 и 12,5 *кал/см*^{3} породы, т. е. даже при крайних допущениях эффект таких реакций слишком мал. Идеи о возможности аккумуляции значительных количеств солнечной энергии оказываются также несостоятельными. Масштабы этой аккумуляции полностью ограничиваются процессами фотосинтеза в растениях и увеличением поверхностной энергии минералов за счет их дробления при выветривании и транспортировке в период осадконакопления. «Химической» аккумуляции в неорганическом веществе не происходит. Все специфические гипергенные минералы разлагаются при метаморфизме в ходе эндотермических, а не экзотермических превращений, поскольку представляют собой типичные низкотемпературные фазы.

Легко показать, что поверхностная энергия (на 1 *см*^{3} породы) лимитируется величиной $\frac{3\sigma}{r}$ (где σ — удельная поверхностная энергия, а r — радиус частиц). Поскольку σ для минералов характеризуется величинами порядка $<10^{-4}$ *кал/см*^{2} (Бенсон, Юн, 1970), то даже предполагая исходные осадки, отвечающими фракции 0,001 *мм*, получим, что при перекристаллизации может выделиться не более 1—2 *кал/см*^{3}. Процессы окисления органического вещества, если и играют роль, то лишь в самых приповерхностных горизонтах. Даже на глубинах, отвечающих начальным стадиям метаморфизма, общая направленность превращений в осадках соответствует, скорее, восстановлению, а не окислению.

Таким образом, нет оснований предполагать иные существенные источники внутреннего земного тепла (и энергии тектонических движений), помимо радиогенного и освобождающегося при гравитационной дифференциации. Как показывают приближенные расчеты, количественная роль этих двух источников в общей термической истории Земли соизмерима (Люстих, 1948; Любимова, 1968), и суммарное количество тепла, образовавшегося за их счет, представляется вполне достаточным, чтобы обеспечить как теплоотдачу в космос (близкую по масштабам к современной или несколько большую) в течение 5—10 млрд. лет, так и нагревание недр Земли до предполагаемых ныне температур.

Количество радиогенного тепла очень медленно меняется во времени, постоянно убывая в соответствии с периодами полураспада важнейших радиоактивных элементов. Иначе обстоит дело с теплом гравитационного происхождения. Количество его вряд ли является монотонной функцией времени. Значительные проявления гравитационной дифференциации, по-видимому, всегда связаны с перемещением больших масс расплавленного вещества, тогда как конвекция в твердом и просачивание флюидов создают лишь незначительные эффекты. Можно предполагать, что соответствующие крупные перемещения происходили лишь в определенные эпохи, начиная с моментов, когда постепенное накопление расплава приводило к конвективной неустойчивости выше критического уровня. Т. е. можно предполагать, что суммарная генерация тепла менялась в ходе развития планеты неравномерно, а следовательно, мог существенно колебаться теплопоток с глубин. Это может служить рабочей гипотезой для объяснения цикличности многих геологических процессов.

Распределение двух основных источников тепла в недрах Земли резко различно. Радиоактивные элементы концентрируются преимущественно во внешних оболочках. Хотя и имеются некоторые числовые неопределенности, даже грубый расчет показывает, что количество радиогенного тепла, генерирующееся сейчас в верхнем слое мощностью 150—200 *км*, соизмеримо с общим современным теплопотоком с глубин. Возможны два предположения: либо генерация тепла (как радиогенного, так и гравитационного) на больших глубинах сейчас ничтожна, либо современная эпоха отвечает стадии нагрева, когда теплопоток к поверхности включает лишь часть образующегося тепла.

В отношении тепла, освобождающегося при гравитационной дифференциации, очевидно, что процессы, происходящие непосредственно в земной коре, не могут обусловливать значительные эффекты такого рода. Существенные количества тепла могут генерироваться этим путем только если перемещение вещества происходит в весьма значительных масштабах (порядка сот километров) [1]. Поэтому источники такого тепла могут быть лишь глубинными.

ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУР В ЗЕМНОЙ КОРЕ И МЕХАНИЗМ ПЕРЕНОСА ТЕПЛА

При стационарном пространственном распределении источников тепла в недрах Земли все процессы теплообмена ведут в пределе, к стационарному распределению температур. Вид этого распределения можно получить из решения дифференциального уравнения:

$$q + \lambda \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} = 0,$$

где q — плотность источников тепла, т. е. общая генерация тепла за 1 *сек* в 1 *см*^{3} вещества Земли (на глубине x от земной поверхности); T — температура, λ — суммарная теплопроводность [2].

При этом задается граничное условие $T(0) = \text{const}$ (температура на поверхности постоянна), поскольку известно, что внутреннее тепло Земли играет совершенно ничтожную роль в теплобалансе атмосферы планеты, который практически целиком определяется внешними факторами (солнечная радиация, поверхностные и атмосферные коэффициенты поглощения и излучения; Гутенберг, 1963; Любимова, 1968).

Для слоя с постоянной теплопроводностью λ_* и постоянной плотностью источников тепла q_* легко получить

$$T(x) = T_* + \frac{Q_*}{\lambda_*}\Delta x - \frac{q_*}{2\lambda_*} \cdot \Delta x^3, \qquad (1)$$

а

$$\frac{\partial T}{\partial x} = \frac{Q_*}{\lambda_*} - \frac{q_*}{\lambda_*}\Delta x, \qquad (2)$$

где T_* — температура на внешней поверхности слоя, Q_* — удельный теплопоток через эту поверхность ($Q_* = \lambda_* \frac{\partial T}{\partial x}$ при $x = x_*$, т. е. на уровне этой поверхности), $\Delta x_* = x - x_*$. Отсюда ясно, что стационарные распределения $T(x)$ для земной коры могут быть определены и без знания $q(x)$ и $\lambda(x)$ по всем остальным оболочкам Земли, если известны дан-

[1] Для глубин до 2000 *км* при перемещении расплава объемом V (*см*^{3}) с плотностью ρ (*г*/*см*^{3}) с глубины x_1 (*см*) на уровень x_2 (*см*) общее выделение «гравитационного» тепла составит: $Q \approx 2{,}4 \cdot 10^{-5}$ $(x_1 - x_2)$ $(\bar{\rho} - \rho) \cdot V$ *кал*, где ρ — средняя плотность пород в интервале $x_1 - x_2$.

[2] Суммарная теплопроводность включает как кондуктивную (простая теплопередача), так и конвективную составляющую (связанную с вертикальным перемещением флюида или магмы).

[3] Для слоя, мощность которого значительно меньше радиуса Земли, сферичностью можно пренебречь.

ные о суммарном теплопотоке Q через земную поверхность. Соответствующие значения измерены экспериментально для многих районов земного шара и составляют в среднем $1 \cdot 10^{-6}$—$1{,}5 \cdot 10^{-6}$ *кал/см²·сек* (Любимова, 1968).

Расчет стационарных температурных распределений, таким образом, упирается в знание величин $\lambda(x)$ и $q(x)$ для земной коры. Порядки величин теплопроводности различных горных пород известны достаточно хорошо (Берч и др., 1949; Кобранова, 1962). Они минимальны в осадочном слое. Под ним с глубиной (до 50—60 *км*) средняя теплопроводность пород в целом меняется мало (Субботин, 1968).

Поэтому из формулы (1) очевидно, что стационарный геотермический градиент в земной коре соответственно падает с глубиной (поскольку везде $q > 0$).

Неопределенные данные по распределению $q(x)$ и $\lambda(x)$ не позволяют рассчитывать $T(x)$ с большой точностью, но приближенные оценки возможны. Для нескольких вариантов предполагаемого строения земной коры предварительные оценки распределения температур $T(x)$ сделаны Ф. Берчем (Birch, 1955) и А. А. Смысловым (1960), хотя и несколько иным методом. В расчетах А. А. Смыслова общий теплопоток через земную поверхность в некоторых вариантах слишком высок по сравнению с реально наблюдаемым (Субботин и др., 1968). По-видимому, принятые этим автором значения $q(x)$ несколько завышены, а $\lambda(x)$, возможно, занижены. Оценки Ф. Берча менее спорны. По его данным, в коре континентального типа температуры на разных глубинах следующие: 5 *км* — от 80 до 120° С, 10 *км* 120—200° С, 20 *км* 225—440° С, 30 *км* 300—600° С.

Геотермический градиент наиболее велик в осадочном чехле из-за его пониженной теплопроводности (Смыслов, 1960). Рассчитаем с помощью формулы (1) температуры в осадочной толще на разных глубинах, приняв $Q = 1{,}3 \cdot 10^{-6}$ *кал/см²·сек*, $q = 2{,}5 \cdot 10^{-13}$ *кал/см³·сек*, $\lambda = 4 \cdot 10^{-3}$ *кал/см·сек·град* (последние две цифры близки к использованным А. А. Смысловым). Эти температуры составят для глубин 2 *км* 62° С, 5 *км* 151° С, 10 *км* 294° С, 15 *км* 417° С, 20 *км* 527° С, 30 *км* 695° С. Эти оценки являются безусловно максимальными для толщ любого состава при данном суммарном тепловом потоке (сравни с цифрами Ф. Берча). По ним можно заключить, что при средних значениях тепловых потоков даже в основании осадочных толщ с предельными реально достижимыми мощностями (порядка 20 *км*) в лучшем случае едва достигаются температуры, соответствующие границе фаций зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов. Очевидно, метаморфизм более высокотемпературных ступеней здесь возможен лишь в случае существенного увеличения суммарного теплового потока через земную поверхность. Причинами такого увеличения могут быть либо повышение общей генерации тепла в соответствующем сегменте Земли, либо теплоотдача перемещенных вверх значительных масс нагретого расплава. Учитывая основные источники тепла, повышение его суммарной генерации можно предполагать лишь в двух случаях: либо за счет увеличения мощности осадков, включающих радиоактивные элементы (в бо́льших концентрациях, чем в подкоровых слоях), либо за счет осуществления особенно интенсивных процессов гравитационной дифференциации, в конечном счете также связанных с большими вертикальными перемещениями расплавных масс.

Увеличение мощности осадков на 10 *км* отвечает повышению Q на $0{,}25 \cdot 10^{-6}$—$0{,}30 \cdot 10^{-6}$ *кал/см²·сек*, т. е. росту стационарного геотермального градиента примерно на 5—7° С/*км*. Для 20-километровой глубины это дает прирост температур на 100—140°, что, казалось бы, довольно существенно. Однако очевидно, что переход от одного стационарного распределения температур $T_0(x)$ к другому — $T_1(x)$ не осу-

ществляется мгновенно. $T(x)$ во времени меняется постепенно, стремясь к $T_1(x)$ как к пределу, и представляется важным оценить скорость этого изменения. Точные расчеты встречаются здесь с весьма большими трудностями. Но имеется возможность охарактеризовать верхний предел скорости изменения $T(x)$, хотя и очень грубо, но с гарантированной максимальной оценкой, что в ряде случаев оказывается вполне достаточным, так как дает представления о порядках величин.

Все сводится к следующей задаче. Начальное стационарное $T_0(x)$ соответствует некоторому Q_0. Примем, что с момента времени t_0 суммарный теплопоток мгновенно изменился на $\Delta Q>0$, но это изменение произошло не за счет увеличения генерации тепла в тех верхних слоях, в пределах которых нас интересует величина $T(x)$, а, например, за счет процессов, происходящих вне земной коры[1]. Очевидно, $T(x)$ со временем непрерывно повышается в каждой точке и скорость этого повышения постепенно падает (поскольку $T_1(x)$ — предел). На глубине X в некоторый момент t_i температура равна $T_i(x)$, причем $T_0(x)<T_i(x)<T_1(x)$. Из предыдущего следует, что в момент времени $t_j=\frac{t_i+t_0}{2}$ здесь была температура

$$T_j(x) > \frac{T_i(x)+T_0(x)}{2}.$$

На каждом этапе $\Delta Q=Q_1+Q_2$, где Q_1 идет на нагревание пород, а

$$Q_2 = \lambda \cdot \Delta \frac{\partial T_j}{\partial x} = \lambda \left(\frac{\partial T_j}{\partial x} - \frac{\partial T_0}{\partial x} \right)$$

при $x=0$, т. е. это дополнительный сток тепла в атмосферу. Для простоты примем, что $\Delta \frac{\partial T_j}{\partial x}$ — функция только времени в интересующем нас интервале x, т. е. при $t_j=\text{const}$.

$$\nabla T_j = \frac{T_j(x)-T_0(x)}{x} = \text{const}.$$

Очевидно,

$$\Delta Q \cdot \Delta t = \Delta Q\,(t_j - t_0) = \int_{t_0}^{t_j} Q_1 dt + \int_{t_0}^{t_j} Q_2 dt$$

и что

$$\int_{t_0} Q_2 dt > \nabla T_j \cdot \frac{\lambda}{2} \Delta t_j.$$

Отсюда:

$$\int_{t_0}^{t_j} Q_1 dt < \Delta t_j \left(\Delta Q - \frac{\lambda}{2} \nabla T_j \right).$$

В то же время легко показать, что всегда

$$\int_{t_0}^{t_j} Q_1 dt > \nabla T_j \frac{C_0 X^2}{2} (1 - \nabla T_j) : \frac{\partial T_0}{\partial x},$$

[1] Случай с «наращиванием» осадочного слоя тоже сводится к этому, если характеристики пород на всех интересующих нас глубинах аналогичны осадочным. К этому же можно свести и случай без изменения суммарной «самогенерации» тепла, а с участием перемещенных масс расплава-теплоносителя, если эти массы внедрились на горизонты, залегающие ниже рассматриваемых. При этом ΔQ характеризует интенсивность теплоотдачи теплоносителя.

где C^0 — объемная теплоемкость (около 1 *кал/см³·град*).

Отсюда:

$$\Delta t_j > \frac{\Delta T_j(x) \cdot C^0 X^2 \left(1 + \frac{\Delta T_j(x)}{x} : \frac{\partial T_0}{\partial x}\right)}{2x \cdot \Delta Q - \Delta T_j(x) \cdot \lambda}.$$

Подставляя соответствующие величины, можно оценить время, необходимое для дополнительного нагрева ΔT_j на глубине X при дополнительном теплопотоке из недр, равном ΔQ.

Так, для рассматривавшегося выше примера с 10-километровым слоем дополнительных осадков получаем, что на глубине 20 *км* дополнительный по отношению к $T_0(x)$ нагрев на 80° С займет не менее 18 млн. лет (а нагрев на 100° С — не менее 26,5 млн. лет) с момента, когда будут достигнуты стационарные температуры, соответствующие $T_0(x)$. Поскольку оценки Δt заведомо занижены[1], можно считать, что такие темпы прогрева осадочных толщ отвечают одним из самых минимальных значений, какие только можно предположить при региональном метаморфизме. Хотя на этот счет пока нет вполне определенных данных, различные геологические соображения склоняют к тому, что метаморфические циклы по длительности (как и по возрасту) сближены с орогеническими и вряд ли превышают первые десятки миллионов лет.

Следовательно, увеличение суммарной генерации тепла за счет простого наращивания осадочного слоя может привести лишь к ограниченному и весьма медленному росту геотермического градиента и не в состоянии объяснить метаморфизм высокотемпературных ступеней на глубинах менее 20—25 *км*. Такие процессы возможны только при весьма значительном увеличении среднего теплопотока из подкоровых частей Земли (ΔQ порядка $1 \cdot 10^{-6}$ *кал/см²·сек* и более), что всегда связано с крупным вертикальным перемещением расплавленных масс.

Хотя реставрация разрезов, соответствующих эпохам регионального метаморфизма, далеко не всегда надежна, для многих случаев можно заключить с достаточным основанием, что при этом температуры порядка 700 ° С достигались на глубинах не более 10—15 *км*, что отвечает теплопотоку, как минимум равному $(3—3{,}5) \cdot 10^{-6}$ *кал/см²·сек*, т. е. в 2,5—3 раза превышающему среднеземной.

МЕХАНИЗМ ПЕРЕНОСА ТЕПЛА В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Главный вопрос состоит в соотношении роли кондуктивного и конвективного механизмов теплопереноса. Нет никаких сомнений, что ювенильный флюид, просачивающийся из глубин, принимает определенное участие в процессах переноса тепла. Чтобы оценить его вклад в теплопоток в масштабах земной коры в целом, нужно сравнить общий теплопоток с величиной $Q' = m\Delta T \cdot C_\Phi$, где m — масса флюида, поступающего снизу через см² за сек; ΔT — разность температур для нижней и верхней границ коры, C_Φ — теплоемкость флюида[2]. Здесь $\Delta T \cdot C_\Phi$ равно уменьшению теплосодержания единичного количества флюида при прохождении через данный слой. Поскольку

$$m = \frac{\rho D}{\eta} \cdot \frac{\partial P^*}{\partial x} \; г/см^2 \cdot сек,$$

[1] Сравнение результатов, полученных подобным путем с данными, рассчитанными для некоторых частных случаев более точными сложными методами (Кудрявцев и др., 1969), показывает, что Δt могут быть занижены в 1,5—2,5 раза.

[2] Строго говоря, при просачивании флюида следовало бы учитывать еще дроссельный эффект, но он при реальных градиентах давления и скоростях просачивания сравнительно мал (см. Чекалюк, 1965).

где ρ — плотность флюида, η — динамическая вязкость, D — коэффициент проницаемости, $\frac{\partial P}{\partial x}$ —градиент давления флюида, избыточного над гидростатическим, соответствующие величины могут быть рассчитаны, исходя из следующих предпосылок. Отношение $\frac{\rho}{\eta}$ для воды в PT-области метаморфизма меняется мало и сохраняет величину, близкую к 100 *г/см³ · спз,* тогда как D для глубинных пород составляет не более 10^{-9} *дарси* (Пэк, 1968). Принимая $C_ф$ равным примерно 1 *кал/г · град,* $\frac{\partial P^*}{\partial x}$ — около $2 \cdot 10^{-3}$ *атм/см* (что примерно отвечает равенству флюидного и литостатического давлений) и ΔT для земной коры около 1100° С, получим

$$Q' \approx 2{,}2 \cdot 10^{-7} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек},$$

т. е. порядка 15—20% от величины среднего суммарного теплопотока через земную поверхность. Расход ювенильного флюида при этом очень высок — около 6000 *г/см²* за 1 млн. лет. Это максимальные оценки. Существенно большие проницаемости и расходы ювенильного флюида трудно предполагать даже в исключительных случаях, и для земной коры в целом роль теплопереноса флюидом в общем глубинном теплопотоке, по-видимому, всегда невелика. Внутри земной коры участие флюида в теплопереносе может быть заметно большим, особенно на низко- и среднетемпературных ступенях метаморфизма осадочных толщ, поскольку масса выделяющейся при дегидратации дополнительной воды на этих этапах достаточно велика. Можно показать, что общее количество тепла, перенесенного (через см² поверхности) водой такого происхождения, для метаморфизованной толщи мощностью M составит

$$\Sigma_Q = C_ф \cdot 10^{-2} \cdot \int_0^M \int_0^{T(x)} \rho_п \cdot \Delta W(T)\, dx\, dT,$$

где $\rho_п$ — плотность породы (*г/см³*), $C_ф$ — теплоемкость флюида *кал/г × × град*), $T(x)$ — температура (° С) на глубине X (*см*), ΔW (T) — изменение содержания воды в породе (вес.%) в зависимости от T. Примем, например, для простоты линейные функции ΔW $(T) = -7 \cdot 10^{-3} \cdot T$ и $T(X) = 4 \cdot 10^{-4} x$, а также постоянные $C = 1$ и $\rho_п = 2{,}6$. Тогда для толщи $M = 20$ *км* получим:

$$\Sigma_Q \approx 4 \cdot 10^7 \text{ кал/см}^2.$$

Если прогрев осадочной толщи осуществляется за первые млн. лет (1 млн. лет $\approx 3{,}13 \cdot 10^{-13}$ *сек*), то перенос тепла выделяющейся при дегидратации водой составит существенную часть общего теплопотока (порядка 10^{-6} *кал/см² · сек*). При длительности прогрессивного этапа метаморфизма в 10 млн. лет и более доля ее участия снижается (до 10% и менее от величины среднего современного теплопотока). При повторном метаморфизме ранее уже частично «обезвоженных» толщ значение флюида как теплоносителя также уменьшается.

Таким образом, можно заключить, что теплоперенос за счет движения флюида в региональном метаморфизме играет подчиненную роль.

Для перемещающихся магматических масс верхней оценкой их участия как теплоносителей является аналогичная величина:

$$\Sigma_Q = C \cdot \rho_м \cdot M \cdot \Delta x \cdot \frac{\overline{\partial T}}{\partial x},$$

где M — вертикальная протяженность магматического тела, Δ_x — пе-

ремещение магматических масс по вертикали, $\frac{\overline{\partial T}}{\partial x}$ — средний геотермический градиент, ρ_M — плотность пород, C — их средняя теплоемкость для соответствующего температурного интервала (включая теплоту кристаллизации).

Так, для магматического тела мощностью 2 *км*, перемещенного на 25 *км*, при $\frac{\overline{\partial T}}{\partial x} = 20°$ С/*км* Σ_Q составит около 10^8 *кал/см*^{2}. Этот пример показывает, что и при региональном метаморфизме магмы как теплоносители могут иметь бóльшее значение, чем флюиды, даже если перемещения этих магм ограничиваются пределами земной коры. Если же речь идет о гораздо более значительных масштабах таких перемещений в мантии, то они вполне могут служить одним из возможных объяснений увеличения теплопотоков из мантии, вызывающих метаморфизм.

Роль конвекции в расплаве количественно оценить трудно, хотя почти очевидно, что она на порядки ниже (значение конвекции в паровом флюиде в малопроницаемых породах вообще ничтожно). Однако можно с уверенностью утверждать, что в каждом случае над участками коры, включающими расплав (как внедренный, так и анатектический конвектирующий), теплопоток несколько повышен.

Таким образом, по-видимому, можно заключить, что в земной коре общий фон повышенных температур при региональном метаморфизме создается преимущественно за счет увеличения кондуктивного теплопереноса из мантии. Различные конвективные механизмы играют в основном роль осложняющих факторов. Неоднородность их проявления в плане служит причиной сложных форм изотермических поверхностей в земной коре и как следствие этого — сложной в плане метаморфической зональности. Из всех этих механизмов наибольшее значение имеют перемещения магмы и при особенно больших их масштабах роль магмы в теплопереносе внутри земной коры может приближаться по величине к кондуктивной составляющей.

Внутри мантии такие движения являются, вероятно, главной причиной изменений кондуктивного теплопотока в кору.

СОСТАВ ПОРОВОГО ФЛЮИДА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ. СООТНОШЕНИЕ ФЛЮИДНОГО И ЛИТОСТАТИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ

Как показано выше, даже при самых крайних допущениях поток флюида из мантии составляет не более 6000 *г/см*^{2} · млн. лет. В то же время общее количество воды, выделившееся за счет дегидратации в осадочной толще мощностью M (если на «дне» ее достигнуты температуры около 700° С), равно примерно $\rho_п \cdot M \cdot 0{,}02$ (на см^2 поверхности)[1]. Для 15-километровой толщи, например, это составит $7{,}5 \times 10^4$ *г/см*^{2}. Даже если предположить длительность метаморфизма порядка 10 млн. лет, получаем в среднем 7500 *г/см*^{2} за 1 млн. лет, т. е. заведомо выше максимальных оценок мантийного потока. Количество «захороненной» морской воды определяется пористостью пород. Уплотнение осадков идет еще в «дометаморфическую» стадию и к началу метаморфизма средняя пористость редко превышает 3—4% (Пэк, 1968), т. е. количество захороненной воды лимитируется величинами порядка $0{,}02\ M - 0{,}03\ M$ (для разобранного примера около $4 \cdot 10^4$ *г/см*^{2}).

Таким образом, можно заключить, что в процессах низко- и среднетемпературного регионального метаморфизма осадочных толщ юве-

[1] Принимается, что в интервале 0—700° С степень дегидратации линейно зависит от температуры и для 700° С составляет 4% от веса породы.

нильный флюид играет подчиненную роль. Состав порового флюида при этом в основном определяется количественным соотношением процессов декарбонатизации и дегидратации. Поэтому в терригенных или предварительно спилитизированных вулканогенных толщах поровый флюид на соответствующих температурных ступенях является практически чисто водным.

Все это в первую очередь касается «первичного» метаморфизма осадков. При повторном метаморфизме роль ювенильного флюида может несколько возрастать, поскольку к этому времени толщи уже существенно обезвожены. Это особенно относится к высокотемпературным древним многократно метаморфизованным комплексам. Дополнительные осложнения возникают при частичном плавлении пород, ведущем к уменьшению доли воды во флюиде и, соответственно, увеличению роли прочих компонентов, в том числе и ювенильного происхождения (Добрецов и др., 1970; Добрецов и др., 1972).

Давление флюида при региональном метаморфизме, по-видимому, никогда не спускается существенно ниже цифр литостатического давления (см. рис. 66). Превышение $P_{лит}$ над $P_{фл}$ вызывает увеличение растворимости твердых фаз и интенсивное переотложение минерального вещества (Хлестов, 1969; Добрецов и др., 1970), которое в конечном итоге ведет к уменьшению пористости и проницаемости пород, а значит, к увеличению возможных вертикальных градиентов $P_{фл}$. Эти тенденции существуют все время, пока $P_{фл}<P_{лит}$. Судя по соответствующим характеристикам осадочных пород (Пэк, 1968), такие процессы достаточно широко проявлены даже при низких температурах (до 150—200° С). Для нефтяных месторождений часто устанавливаются, что вниз по разрезу пластовое давление растет быстрее, чем «нормальные» величины гидростатического давления для соответствующих глубин, и уже на 1,5—4 *км* практически достигают значений $P_{лит}$. При более высоких PT-параметрах интенсивность «усадки» и «закупоривания» может быть исключительно высока, как это следует из некоторых экспериментов (Griggs, Blacic, 1965), что и должно обеспечивать постоянное равенство $P_{фл}$ к величинам, не уступающим заметно $P_{лит}$.

Вопрос о возможности $P_{фл}>P_{лит}$ при региональном метаморфизме обсуждался неоднократно (Добрецов, 1964, 1968; Добрецов и др., 1970; Рутланд, 1967 и др.). Здесь пока существуют количественные неопределенности, касающиеся проницаемостей метаморфических пород и длительностей метаморфических процессов. Но несомненно, что на прогрессивных стадиях метаморфизма осадочных толщ создается значительный «подпор» флюида за счет непрерывной дегидратации. Он тем больше, чем быстрее прогрев, чем выше первичное содержание воды в осадках и чем больше их мощность. Ориентировочные подсчеты (Хлестов, 1972) показали, что при прогрессивных этапах длительностью до 5 млн. лет могут развиваться давления флюида, существенно превышающие литостатические. При этом нужно отметить, что такие явления могут наблюдаться в заметных масштабах лишь до начала анатексиса. Образование значительных количеств расплава ведет к уменьшению P_{H_2O}. Пределом, по-видимому, и здесь является $P_{фл}=P_{расплав}\approx P_{лит}$, поскольку в этом случае вышележащие толщи как бы «плавают» на массе расплава с «останцами» твердых пород.

РОЛЬ СТРЕССА

Существование тангенциальных напряжений при региональном метаморфизме во многих случаях доказывается с несомненностью.

Наличие ориентированных микроструктур синхроничной метаморфизму складчатости и т. п. надежно подтверждает это. Вопрос состоит главным образом в масштабах стресса. Соотношения $P_{фл}$ с $P_{стресс}$ в принципе те же, что и с $P_{лит}$. Увеличение $P_{стресс}$ также ведет к «усадке» и «закупориванию» пород с постепенным повышением $P_{фл}$. Таким образом, тангенциальные напряжения также могут быть причиной того, что $P_{фл}$ превысит $P_{лит}$, но и в этом случае не должно быть существенных различий между давлением на твердые фазы и флюид.

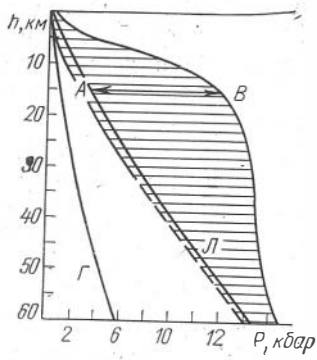


Рис. 66. Интервал возможных колебаний давления при метаморфизме на различных глубинах

Пределы колебаний *A—B* даны в соответствии с максимальными оценками стресса для «сухих» пород и минералогическими данными; *Г* и *Л* — линии, отвечающие гидростатическому и литостатическому давлению. Заштрихованная область — пределы колебания давления флюида при метаморфизме на разной глубине

Ориентированные нагрузки могут быть зафиксированы структурными признаками уже при относительно небольших величинах — порядка 1 *кбар* и менее (Хлестов, 1969). Некоторые рассчитанные максимальные оценки тектонических перегрузок (до 8—14 *кбар*; рис. 66) относятся к безводным условиям, тогда как в присутствии воды эти пределы могут быть заметно снижены (Добрецов и др., 1970). Но здесь надо иметь в виду, что в первую очередь речь идет о снижении возможных различий между $P_{фл}$ и $P_{тверд}$, в то время как $P_{тверд}$ ($\approx P_{лф}$) за счет стресса может существенно превышать $P_{лит}$.

СООТНОШЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ ДАВЛЕНИЙ И ТЕМПЕРАТУР МЕТАМОРФИЗМА ВО ВРЕМЕНИ И В ПРОСТРАНСТВЕ

Учитывая вышеизложенное и фактические геологические наблюдения, приходится допускать, что давление при метаморфизме далеко не однозначная функция глубинности, а следовательно, существование разнообразных типов метаморфической зональности не приходится во всех случаях связывать с различиями геотермического градиента, как считают Файф (Fyfe et al., 1962). Осложнения, накладываемые флюидным сверхдавлением и стрессом, достаточно велики и могут вызывать значительные вариации давлений для сходных глубин и колебания давления во времени без изменения глубинности. Даже в пределах единой зональности значение названных осложняющих факторов неодинаково на разных уровнях и для литологически различающихся участков. Особенно большое значение должны иметь колебания длительностей прогрессивного этапа, в первую очередь скоростей прогрева. Поэтому *PT*-кривые, отвечающие разрезам зональных метаморфических толщ (в период максимума метаморфизма), могут быть разнообразной и достаточно сложной формы (рис. 67, см. рис. 19).

В случае, когда нет сверхдавлений ($P_{фл} \approx P_{лит}$), форма такой кривой зависит только от геометрического градиента, а следовательно, связана со скоростью прогрева и источниками тепла. Если нагрев идет лишь за счет наращивания осадочного слоя («метаморфизм погружения»), то кривизна этой линии $\frac{\partial^2 T}{\partial P^2}$ всегда отрицательная и максимальная, убывающая по величине (см. рис. 67, линия *1*). Если источник тепла мантийный, то в зависимости от скорости прогрева кри-

[1] Это вытекает из уравнения Фика:

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + q.$$

визна либо приближается к нулю, либо может даже стать положительной, начиная со скоростей нагрева порядка 10—20° С за млн. лет[1] (см. рис. 67, линии *2—4*). Кривизна *PT*-линии меняется по разрезу и в приповерхностных областях, где температуры и скорости нагрева минимальны, всегда отрицательна (см. рис. 67, линия *5*).

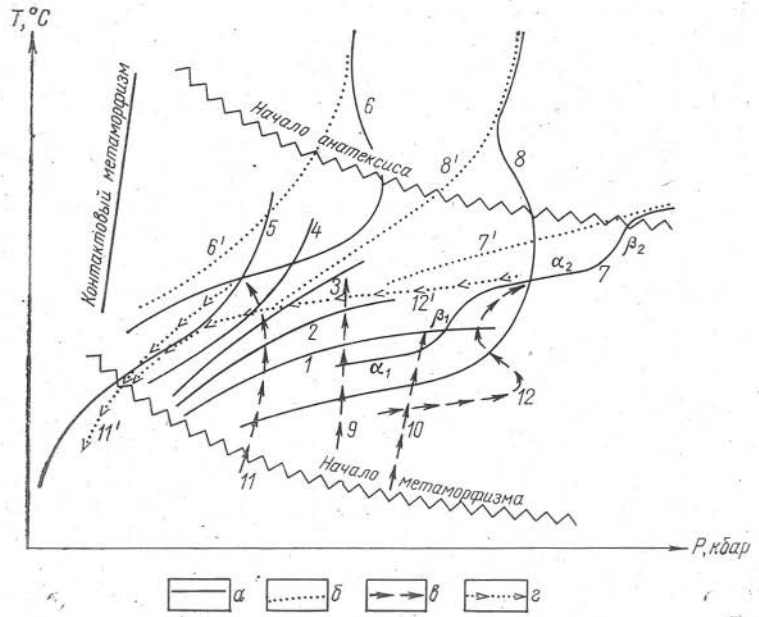


Рис. 67. Соотношение изменений *P* и *T* в регионально метаморфизованных толщах

а — *PT*-кривые для вертикальных разрезов, отвечающие «максимуму» метаморфизма: *1—5* — для случая $P_{фл} \approx P_{лит}$ в порядке увеличения роли возросшего ювенильного теплопотока и скоростей нагрева; *6—8* — для случая $P_{фл} > P_{лит}$; температурные интервалы с дегидратацией: α — интенсивной, β — менее значительной; *б* — «литостатические» *PT*-кривые, соответствующие случаям *6—8*. *в* — изменение *PT*-условий во времени для некоторых фиксированных участков толщи; *9—10—11* — для случая $P_{фл} \approx P_{лит}$; *12* — возможный случай при $P_{фл} > P_{лит}$; *г* — регрессивные «пути» изменения *PT*-условий, соответствующие случаям *11* и *12*

В случае с флюидным сверхдавлением в принципе возможны дополнительные перегибы *PT*-кривой. При этом, очевидно, наклон $\frac{\partial T}{\partial P}$ имеет минимальную положительную величину на отрезках, отвечающих температурным интервалам с максимальными проявлениями дегидратации, и меняется также в зависимости от проницаемости пород.[1] При повышенных температурах, когда дегидратация менее существенна, наклон $\frac{\partial T}{\partial P}$ должен увеличиваться и с началом анатексиса может даже перейти через вертикаль к отрицательному, если к этому моменту $P_{фл} > P_{лит}$ (см. рис. 67, линии *6—8*). Это связано с падением давления за счет «отсасывания» воды расплавом.

PT-кривые, отвечающие случаю со сверхдавлением за счет стресса в принципе могут иметь форму как типа линий *1—5*, так и *7—9*, но все они в той или иной степени смещены в область более высоких давлений.

Кривые, отражающие для фиксированного участка изменение *PT*-параметров во времени в общем случае сильно отличаются от

[1] Кривизна соответствующей *PT*-линии в *PT*-области метаморфизма всегда положительна, поскольку флюидное сверхдавление возможно только при сравнительно быстрых прогревах.

PT-кривых максимума метаморфизма. В случае без сверхдавлений они практически вертикальны, отклоняясь в ту или иную сторону, если часть периода метаморфизма совпадала либо с продолжающимся осадконакоплением, либо с этапами эрозии (см. рис. 67, линии *10—11*). Для случая флюидного сверхдавления она может иметь очень сложную форму, меняя наклон от положительного (периоды быстрого прогрева и интенсивной дегидратации) до отрицательного. При стрессовых сверхдавлениях возможны случаи почти горизонтального положения таких кривых $\left(\frac{\partial T}{\partial P} \to 0\right)$, т. е. давление может расти почти без изменения температуры. Но, как и для флюидного сверхдавления, здесь могут быть значительные колебания наклона такой *PT*-кривой.

На регрессивных этапах «путь» *PT*-изменений не повторяет прогрессивную последовательность. Практически всегда спад температур сопровождается более существенным снижением давления (за счет «утечки» флюида на прогрессивной стадии, за счет эрозии и пр.).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ МОДЕЛЕЙ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Эти геологические аспекты (пространственно-временные соотношения с тектоническими движениями, магматизмом и пр.) труднее поддаются теоретическому анализу, поскольку первопричины соответствующих геологических явлений часто весьма проблематичны. Здесь можно высказать лишь некоторые предположения и ограничиться формальной классификацией возможных случаев, в значительной мере основываясь на эмпирических закономерностях.

Этапы прогибания и накопления карбонатно-терригенных толщ, по-видимому, отвечают периодам с минимальными теплопотоками и градиентами $\frac{\partial T}{\partial x}$ для соответствующих участков. Это вытекает как из изостатических моделей вертикальных тектонических движений[1], так и из предположения, что прогибание — именно следствие «охлаждения» данного сегмента Земли (за счет уменьшения глубинного теплопотока). Фактические данные по океаническим желобам в целом подтверждают такое предположение (рис. 68). Естественный вывод отсюда: на стадии погружения метаморфизм проявляется в минимальных масштабах. В ходе осадконакопления все изотермы постепенно отступают вглубь и прогрев захоронякщихся осадков, как показывают ориентировочные расчеты (Добрецов, Меламед, Шарапов, 1970), идет с очень малой скоростью (причем в данных расчетах были приняты допущения, ведущие к завышенным оценкам).

Особое положение занимают осадочно-вулканогенные толщи. Активизация магматической деятельности, скорее всего, является следствием прогрессивной температурной эволюции на глубинах. Кроме того, сами по себе перемещения магматических масс приводят к увеличению теплопотоков через земную поверхность. Поэтому проявления метаморфизма в ходе накопления осадочно-вулканогенных толщ могут быть более значительными.

Инверсию геосинклинальных прогибов легче всего связывать с этапами резкого увеличения глубинных теплопотоков, сопровождающихся разогревом и расширением соответствующих сегментов Земли. Естественно, что при этом наиболее интенсивные проявления метаморфизма следует ожидать в начальные периоды инверсии, «первичных прогибов», поскольку в дальнейшем эрозия приводит к охлаждению горизонтов, все более приближающихся к поверхности. Эта схема, хотя и сильно упрощена, но в целом неплохо согласуется с геологическими данными.

[1] В изостатической модели погружаются участки с пониженной мощностью гранитного слоя, а значит, с пониженной генерацией радиогенного тепла.

В случае чисто изостатического объяснения инверсии прогибов не находят места этапы интенсивного метаморфизма, поскольку, как показано выше, нагрев за счет простого наращивания осадочного слоя незначителен.

Как уже говорилось, складчатость сама по себе не может обусловливать метаморфизма. Ее временные соотношения с этапами метаморфизма являются прямым следствием соотношений с эпохами погружения, инверсии и проявлений магматизма.

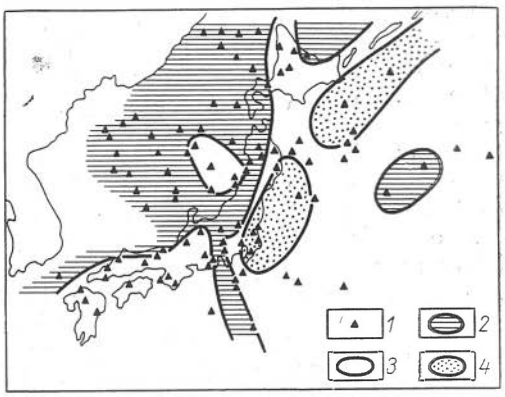


Рис. 68. Распределение современного теплового потока в Японии и окружающих областях (Miyashiro, 1967)

1 — точки измерений; тепловой поток (кал/см² · сек); *2* — $>2 \cdot 10^{-6}$; *3* — $(1—2) \times 10^{-6}$; *4* — $<1 \cdot 10^{-6}$ (зона желобов)

В отношении последнего можно предполагать, что его временная связь с метаморфизмом тем теснее, чем ближе источники магм к земной коре. Часть гранитоидного магматизма непосредственно параллелизуется с максимумами метаморфизма, поскольку источником гранитных расплавов в этом случае являются нижние горизонты земной коры. Внедрение магм глубинного происхождения можно ожидать на поздних стадиях инверсии и в постинверсионные этапы, т. е. уже на спаде метаморфизма. Дометаморфические интрузии и эффузии могут быть «отголосками» перемещения тех значительных масс расплавов в мантии, которые и послужили потом причиной увеличения теплопотока.

Вероятные соотношения между региональным метаморфизмом, осадконакоплением, тектоникой и магматизмом можно проиллюстрировать на примере хорошо изученной области Тянь-Шаня (Бакиров, Добрецов, 1972). В герцинской области Южного Тянь-Шаня зеленосланцевый метаморфизм, связанный с погружением, датируется силуром (абс. возраст 375—410 млн. лет), поскольку толщи, начиная с девона (или D_{2-3}), практически неметаморфизованы. К этому времени закончилось и накопление мощных терригенных и вулканогенно-осадочных толщ эвгеосинклинального типа, продолжавшееся в некоторых районах почти непрерывно с Cm или даже PR_3. Примерно в это же время, но в период частной инверсии, в особых зонах глубинных разломов произошел глаукофан-сланцевый метаморфизм. В девоне, частично верхнем силуре накапливались почти исключительно карбонатные толщи. В эпоху поднятия, в конце силура или раннем девоне, сформировались зональные метаморфические комплексы андалузит-силлиманитового типа (в южной части Гиссарского хребта, Мурунтау, Северного Нуратау, возможно, касанский и туркестанский комплексы). Однако синхроничные им гранитоиды в Южном Тянь-Шане практически отсутствуют, но широко проявлены в соседней зоне Северного и Срединного Тянь-Шаня, где имеет место и синхроничный зональный метаморфизм $S_2 — D_1$, хотя данная область находилась в это время в «полуплатформенном» состоянии.

Новый этап начался накоплением вулканогенно-осадочных толщ в C_1n и C_2 в некоторых узких зонах Южного Тянь-Шаня (без заметного зеленосланцевого метаморфизма погружения и закончился формирова-

нием крупных интрузий гранитоидов в среднем карбоне (предмолассовые) и перми (после накопления верхнекаменноугольной молассы). В это же время после основной складчатости сформировались и зональные комплексы дистен-андалузит-силлиманитового типа (тахталыкский, туркестанский и др.). Эти события тесно связаны с накоплением мощных вулканогенно-осадочных толщ в карбоне — нижней перми и зеленосланцевым метаморфизмом погружения (?) в следующей к югу зоне Северного Памира. Гранитоиды в этой зоне внедрились частично в конце перми, а более массовое их внедрение и формирование зональных комплексов дистен-силлиманитового (Музкольский, Ванчский и др.) или андалузит-силлиманитового типа (Рушанский и др.) произошло в далее расположенных зонах Центрального и Южного Памира в конце триаса или в юре после завершения основного осадконакопления и складчатости.

Таким образом устанавливается последовательная смена разных типов метаморфизма во времени: а) догранитный зеленосланцевый±глаукофан-сланцевый метаморфизм в конце этапа наиболее мощного осадконакопления; доскладчатые или синхроничные складчатости; б) зональный метаморфизм андалузит- или дистен-силлиманитового типа, приуроченный в основном к поднятиям, и внедрение гранитов, следующее за ним, но генетически связанное с глубинными уровнями того же метаморфизма. В то же время устанавливается несколько таких «циклов» (осадконакопление — метаморфизм — граниты) с уменьшением роли метаморфизма «погружения» и возрастанием роли зонального метаморфизма и гранитов по мере развития и зрелости подвижного пояса. Наконец, разные процессы в соседних зонах взаимосвязаны и смещаются как бы волнообразно от древних поясов к молодым. Фактически метаморфизм погружения и зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа могут быть сопряженными в соседних зонах.

Таблица 27

Идеализированная схема соотношения разных типов метаморфизма в пространстве и во времени (для одного мегацикла)

Последовательность процессов	Проявления процессов в зонах					
	1	2	3	4	5	6
Исходное состояние	Платформа или массив с континентальной корой		Переходное или неясное состояние		Плита или зона с океанической корой	
I этап метаморфизма—надвиги, деформации.			4	5	9	
II этап метаморфизма—складчатость.			5 или 6	4	4	
III этап метаморфизма—гранитоиды.			8			
IV этап метаморфизма — постметаморфические гранитоиды		7				
Результирующее состояние	Массив (типа 1—2 и чехол)	Пояс типа 7	Пояс типа 5, 6, 8	Пояс типа 4—5	Пояс типа 9	Плита или зона с океанической корой

Примечания. Перед этапами I, II, III происходят осадконакопление и вулканизм примерно в тех же зонах, что и последующий метаморфизм; этапы III и IV могут совпадать или не проявляться. Сплошная линия—интенсивное проявление, пунктирная — слабое проявление типов метаморфизма, номера которых соответствуют табл. 26.

Аналогичные закономерности в разной мере намечаются и для других поясов. Так, для северо-западной части Тихоокеанского обрамления (Добрецов, 1971) устанавливается подобная смена разных типов метаморфизма и гранитообразования во времени, причем глаукофановый и зеленосланцевый типы проявлены в основном в зонах опусканий, а зональный метаморфизм дистен-андалузит-силлиманитового типа и гранитоиды — преимущественно в зонах поднятий. Идеализированная схема таких соотношений показана в табл. 27. Она как бы комбинирует представления А. Мияширо (Miyashiro, 1961, 1967) об одновременных парных поясах метаморфизма и А. А. Маракушева (1964, 1968) о последовательной смене во времени метаморфических «формаций» разного типа (по нашей интерпретации, разных типов метаморфизма). Аналогичные представления о сопряженности разных типов метаморфизма в зонах прогибов и в зонах поднятий высказываются и для Урала (Клейльман, Нечеухин, 1970).

ЗНАЧЕНИЕ НЕКОТОРЫХ КОНКРЕТНЫХ МОДЕЛЕЙ МЕТАМОРФИЗМА

Метаморфизм погружения отвечает случаю прогрева осадочных (или осадочно-вулканогенных) толщ в период осадконакопления или в последующий сразу за ним этап относительно «статичного» положения образовавшегося прогиба (до начала инверсии). При этом предполагается, что теплопоток из нижележащих горизонтов не увеличивается[1]. Такая модель является наиболее очевидной и безусловно должна приниматься во внимание. Она рассматривалась с разных сторон рядом авторов (Винклер, 1969; Добрецов, Меламед, Шарапов, 1970). Многие связанные с ней вопросы затронуты выше.

Вне всякого сомнения, каждый из горизонтов осадочной толщи по мере ее накопления, удаляясь от поверхности, должен нагреваться, но, как показали расчеты (Добрецов, Меламед, Шарапов, 1970), скорость и степень прогрева чрезвычайно малы, теплопоток к поверхности и геотермический градиент в этом случае понижаются относительно среднеземного. Времени порядка 50 млн. лет после окончания осадконакопления, по-видимому, еще недостаточно, чтобы распределение температур по глубине приблизилось к стационарному. Этим объясняются факты обнаружения пониженных температур в глубинах некоторых молодых прогибов, что иногда приводит к отрицанию принципиальной возможности «метаморфизма погружения» (Маракушев, 1969).

Эта модель метаморфизма реализуется как «начальный метаморфизм» или «зеленосланцевый метаморфизм» при больших мощностях осадков, в отдельных случаях для особенно глубоких прогибов возможен также «глаукофановый метаморфизм» (Винклер, 1969; Добрецов, 1973). При этом всегда характерны низкие температуры вплоть до «основания» осадочного слоя и малые градиенты *PT*-условий метаморфизма («однородный метаморфизм»). В этой модели нет места интрузивному магматизму.

Термодинамометаморфизм по Винклеру (1969) и **модели с флюидно-тепловым потоком,** предлагаемые А. А. Маракушевым, во многом тождественны. В последних делается лишь неоправданно большой акцент на роль ювенильных флюидов. Основой в обоих случаях является временно́е увеличение теплопотока из подкоровых горизонтов. Г. Винклер, вслед за Э. Венком (Wenk, 1962), связывает это с перемещением вверх «тепловых центров», что совпадает с нашими объяснениями. Эта модель является почти полной альтернативной «метаморфизму погружения», охватывая едва ли не все остальные случаи. В зависи-

[1] Очевидно, если исходное (до осадконакопления) состояние было стационарным и генерация тепла ниже толщи осадков не увеличивается, то теплопоток этот должен даже падать.

мости от величины глубинного теплопотока и его локализации, от скорости и длительности прогрева она может реализоваться с разными *PT*-градиентами (в виде дистен- или андалузит-силлиманитового в той или иной мере зонального метаморфизма). В любом случае геотермический градиент значительно выше, чем при «метаморфизме погружения». Магмообразование параллелизуется с максимумом метаморфизма. Соотношения со складчатостью из модельных представлений не выводятся так определенно, и отражение их в названии («термодинамометаморфизм») скорее дань эмпирическим закономерностям.

Роль ювенильных флюидов в построениях А. А. Маракушева (1969), видимо, преувеличена, что связано с его стремлением обосновать геохимическую специализацию регионального метаморфизма.

Модель флюидного сверхдавления («автоклавная модель»), по существу, является частным случаем предыдущей, более общей модели с интенсивным глубинным теплопотоком. Особенность ее лишь в том, что на прогрессивной стадии за счет «подпора» выделяющейся воды развиваются давления, превышающие литостатические. Этому способствует быстрый прогрев, богатство водой исходных осадков, увеличение их мощности. Данная модель, по-видимому, реализуется в большинстве тех случаев метаморфизма дистен-силлиманитового и глаукофанового типов, когда давления нельзя связать с мощностью вышележащих толщ.

Тектонические модели также объясняют часть таких случаев. Кроме стресса, они имеют в виду также увеличение «покрышки» за счет надвигов крупных масштабов. Это по значению почти равноценно увеличению мощности осадочной толщи, но создает несколько бо́льшие возможности для проявления «автоклавного эффекта», когда породы надвига менее проницаемы, чем исходные осадки. В применении к глаукофановому метаморфизму эта модель обсуждалась рядом авторов (Добрецов, 1973).

Полиметаморфические модели подразумевают многократные проявления метаморфизма в одних и тех же толщах. Едва ли не в каждом случае можно предполагать полиметаморфизм. Но заслуживают внимания лишь те примеры, где имеется принципиальная возможность доказать это однозначно. Не имеет смысла говорить о полиметаморфизме, если при более позднем этапе метаморфизма для всех участков толщи температуры превысили прежние максимумы, поскольку в этом случае следы раннего метаморфизма полностью стираются.

Локальные наложения более высокотемпературного «термодинамометаморфизма» на «метаморфизм погружения» в принципе должны представлять заурядный случай и чрезвычайный интерес имеет разработка критериев для их распознавания.

Диафторез регионального масштаба упирается в источники воды. Ювенильный поток, по-видимому, следует игнорировать. Приток воды из мантии может сказаться лишь за исключительно большие отрезки времени и, если и выражен в региональном диафторезе, то только в древнейших докембрийских образованиях. Принципиально возможны случаи, когда одна и та же толща при повторном метаморфизме на нижних горизонтах имеет прогрессивную, а на верхних — регрессивную последовательность превращений (особенно если в интервале между двумя этапами был частичный размыв). При этом проблема источников воды для диафтореза части толщи легко решается. Характерно, что для такой картины нужно, чтобы повторный метаморфизм вызывался более мощным и более кратковременным теплопотоком (с большим геотермическим градиентом), чем первичный.

Диафторез за счет вышележащих осадков, по-видимому, не может иметь существенного значения, поскольку потоку воды вниз должна препятствовать закупорка пород в процессе диафтореза.

Особое значение многократные повторения процессов метаморфизма имеют для тех явлений, которые не составляют прямой функции *PT*-условий, а осуществляется с той или иной долей вероятности. Это в первую очередь касается удаления анатектических магм в более верхние этажи. Значение таких процессов для общего «осушения» метаморфических толщ нами уже неоднократно подчеркивалось (Добрецов и др., 1970, Добрецов и др., 1972). Специфика древнейших двупироксен-гнейсовых и дистен-гнейсовых комплексов, по всей вероятности, связана именно с этим.

Модели с последовательной сменой типов метаморфизма являются частным случаем полиметаморфизма. Следует учитывать, что в пределах одной и той же толщи зафиксироваться могут лишь случаи, в которых наложенным является метаморфизм с большим геотермическим градиентом (вертикальным и латеральным). Поэтому можно ожидать обнаружения следующей последовательности: глаукофановый метаморфизм → дистен-силлиманитовый (или андалузит-силлиманитовый) метаморфизм и дистен-силлиманитовый метаморфизм → андалузит-силлиманитовый метаморфизм. Указания на подобные случаи имеются, особенно в отношении первого примера (Добрецов, 1968, 1971; Глебовицкий и др., 1972; De Roever, 1965). Однако не всегда названная последовательность аргументирована вполне убедительно. Часто речь идет, по существу, о соотношениях типов метаморфизма в соседних структурно-фациальных зонах, а не о непосредственном наложении одного метаморфизма на другой в пределах единой толщи. Здесь пока критерии не совсем ясны и однозначные заключения возможны лишь в исключительно благоприятных случаях. По-видимому, еще рано говорить о каких-то общих закономерностях.

§ 30. О СОСТАВЕ МАНТИИ И НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМЫ

Выше мы уже отмечали, что несмотря на дискуссионность ряда исходных положений, основным источником информации о составе мантии являются ксенолиты, выносимые вулканическими породами и в первую очередь кимберлитами. Мы попытаемся кратко обобщить данные о составе верхних частей мантии, связав их с проблемой магмообразования. Однако мы ограничимся лишь общими аспектами, не вдаваясь в сложную дискуссию, которая могла бы увести нас очень далеко от поставленной задачи обзора явлений метаморфизма.

Рассмотрение вероятного состава мантии производится с двух позиций: 1) оценки среднего состава модели первоначально однородной мантии; 2) рассмотрения возможного реального состава дифференцированной мантии.

Для оценки общего состава мантии сейчас принята так называемая пиролитовая модель Рингвуда (Ringwood, 1958, 1962, 1966, 1970). По этой модели мантия представляет собой смесь перидотита и «базальта» (эклогита). В первоначальной модели отношение этих частей давалось как 4 : 1, затем как 3 : 1, а последнее время допускаются более широкие вариации состава. В течение многих лет (В. Соболев, 1960, 1962, 1964; В. Соболев, Н. Соболев, 1964) нами защищается представление о значительной дифференцированности верхней части мантии; оно сейчас все больше и больше проникает в петрографическую литературу. В частности, сейчас говорится и о дифференцированности самой верхней части мантии, где гранатовые породы еще отсутствуют. Так, В. А. Кутолин, рассматривая ксенолиты щелочных базальтоидов (Kutolin, 1970), полагает, что преобладающими породами этой части мантии являются не шпинелевые перидотиты, а пироксениты с более высоким содержанием элементов базальта. Большой новый материал по алмазоносным эклогитам и включениям в алмазах подтверждает развиваемое ранее положение и дает для него новые конкретные данные.

Полагая, что ксенолиты гранатовых перидотитов или эклогитовых пород различного типа являются обломками мантии, мы можем составить представление о ее характере от глубины порядка 50—80 до 120—150 *км*. Отметим, что высказываемые предположения о еще более глубинном происхождении (100 *кбар* или 300 *км*) закономерных сростков ильменита и диопсида из кимберлитов (Ringwood, Lovering, 1970; Dawson, Reid, 1970) нельзя считать обоснованными. Эти сростки могут образоваться не только как структуры распада необычного граната, но и в результате кристаллизации из расплава. Материал, приведенный в §25, показывает широкий размах вариаций минерального и химического состава пород при явном преобладании ультраосновных пород типа лерцолитов. Еще более интересны данные по алмазоносным ксенолитам и включениям в алмазах. Наличие различных типов парагенезисов в ксенолитах несовместимо с их трактовкой как аккумуляторов кристаллов кимберлитовой магмы. То же относится и к парагенезисам включений в алмазах.

В то время как в одном кристалле мы имеем всегда постоянный состав минералов и закономерный парагенезис, в разных кристаллах составы минералов и парагенезисы широко варьируют. И хотя еще трудно определенно отделить парагенезисы, которые кристаллизуются на ранних стадиях эволюции кимберлитовой магмы, от ксеногенных, можно определенно утверждать, что значительная часть алмазов, вместе с включенными в них минералами, захвачены кимберлитами из пород мантии.

Как уже отмечалось, в последние годы удалось найти давно разыскиваемые ксенолиты алмазоносных перидотитов. Однако и сейчас еще трудно объяснить, почему среди алмазоносных ксенолитов эклогиты являются резко преобладающими, в то время как для включений в алмазах наблюдаются обратные соотношения. По подсчетам Э. С. Ефимовой (1961) оранжевые гранаты (эклогитовые) составляют лишь 2,4% в якутских алмазах. Для оценки количественных соотношений перидотитов и эклогитов нужно учесть, что какая-то часть, возможно значительная, включений в алмазах ультраосновного типа образовалась при кристаллизации самих кимберлитов. Таким образом, можно лишь говорить о значительном преобладании ультраосновного парагенезиса как в Якутии, так и в других районах мира, где производились исследования включений. Особняком стоят алмазы Урала, где явно преобладает эклогитовый парагенезис (Н. Соболев и др., 1971). Сейчас еще трудно оценить полное значение указанного факта, но не исключена возможность существенных отличий состава мантии под платформами (где обычно встречаются алмазы) и складчатыми областями типа Урала. Изучение включений алмазов показало, что диапазон дифференциации с увеличением глубины даже несколько увеличивается. Если среди вышележащих ультраосновных пород преобладают лерцолиты, то на глубине наиболее обычным оказался дунит-гарцбургитовый парагенезис, т. е. породы, являющиеся крайним остаточным продуктом при частичном плавлении.

Остановимся на щелочах, играющих особую роль при образовании магмы. Показано, что как выше границы формирования алмазов, так и среди алмазоносных пород встречаются пироксены, весьма богатые Na_2O (до 11%), а содержание Na_2O в некоторых эклогитах превышает 5,5%. Таким образом, в мантии до значительных глубин имеются породы, по химическому составу эквивалентные различным базальтоидам, вплоть до нефелиновых базальтов, и образование базальтовых магм может происходить не только в результате селективного плавления, но и при более или менее полном плавлении отдельных горизонтов и линз, уже имеющихся в настоящее время эклогитов (Соболев, Кузнецова, 1966).

Еще более интересные результаты получены в отношении K_2O. Изучение включений в алмазах показало, что в них отсутствуют водосодержащие минералы и, в частности, биотит, который мог бы содержать калий, а экспериментальные исследования показали, что по крайней мере до 30 *кбар* K_2O не входит в состав пироксенов (Erlan, Kushiro, 1970). Изучение пироксенов алмазоносных эклогитов и включений в алмазах свидетельствует, что они содержат значительное количество K_2O (до 0,3%), что объясняет положение K_2O в породах мантии и одновременно подтверждает роль высоких давлений при их образовании. Особо следует остановиться на различиях состава минералов, включенных в алмаз, и минералов эклогита, вмещающего алмаз. Согласно Г. Мейеру и Ф. Бойду (Neyer, Boyd, 1970), можно считать, что железистость минералов в алмазах будет несколько ниже. Однако получены данные, показывающие более высокое содержание в них FeO и более высокую железистость минералов-включений.

Самый же интересный факт состоит в том, что содержания K_2O во включении в четыре раза выше по сравнению с пироксеном эклогита, содержащим 0,08% K_2O. Наиболее вероятным объяснением этого является предложение о частичной экстракции легкоплавкого или легкорастворимого материала эклогита — некоторой части железа и особенно K_2O после образования алмаза. Эта гипотеза базируется пока на единичном факте и, конечно, нуждается в дальнейшей проверке.

Хотя экспериментальные работы (Kushiro et al., 1968) показали возможность образования флогопита по крайней мере до $P = 100$ *кбар*, во включениях и в алмазоносных породах он, по-видимому, отсутствует. Очевидно, это связано с тем, что температура здесь превышает предел устойчивости этого минерала при низких парциальных P_{H_2O}. Вместе с тем как в кимберлитах, так и в других вулканических породах известны многочисленные включения биотитовых пироксенитов и других биотитовых пород, вплоть до глиммеритов, захваченных, очевидно, из верхних горизонтов мантии. Есть основание полагать, что этот минерал образует здесь большие скопления, вплоть до своеобразных месторождений, похожих на обычные месторождения флогопита на контакте гипербазитов. Ассимиляцией большого количества такого материала лучше всего объясняется образование лейцитовых (В. Соболев, 1970) и лампрофировых пород, богатых флогопитом, в том числе и слюдяных кимберлитов.

В настоящее время имеются данные, позволяющие приблизительно оценить возраст дифференциации верхней мантии на континентах. Результаты определения абсолютного возраста ксенолитов лерцолитов из базанитов шт. Виктория (Австралия) по соотношению изотопов свинца показали 2,0—2,5 млрд. лет (Kleeman, Cooper, 1970); методы датировки по циркону пиропового перидотита из базальтоидных трубок Минусинской котловины дали 1,7 млрд. лет (Крюков, 1968). Близкие цифры получены также для пяти ксенолитов эклогитов из трубки «Робертс-Виктор» (Maunton, Tatsumoto, 1969) с колебаниями от 1,7 до 2,4 млрд. лет. Результаты датировки другими методами, в частности K-Ar, также свидетельствуют о резком возрастном различии ксеногенного флогопита кимберлитов (около 1 млрд. лет) и флогопита основной массы кимберлитов, возраст которого приблизительно соответствует возрасту внедрения кимберлитов конкретной трубки (Сарсадских и др., 1966; Фирсов, Соболев, 1964). Эти пока еще ограниченные данные указывают на то, что дифференциация мантии осуществилась еще в раннем докембрии.

В настоящее время широко обсуждается вопрос о природе слоя низких скоростей в верхней мантии, причем многие исследователи предполагают здесь существование слоя частичного плавления (Магницкий, 1968; Wyllie, 1969, 1970).

Не обсуждая данную проблему в целом, отметим лишь, что в образцах глубинных ксенолитов имеются некоторые признаки существования расплава, образовавшегося до захвата ксенолита магмой и его переноса. Возможно, за счет кристаллизации такого расплава уже при пониженном давлении образуется основной плагиоклаз и вторичный корунд в гроспидитах (Sobolev et al., 1968). Непосредственно стекло, обогащенное Na_2O, интерпретируемое как результат инконгруэнтного плавления омфацита, было описано из дистеновых эклогитов трубки «Робертс-Виктор», в том числе из алмазного образца (Switzer, Malson, 1969). Можно предположить, что таким межзерновым расплавом являются и келифитовые оболочки вокруг гранатов в ксенолитах перидотитов, так как они имеют постоянную толщину и резко отличаются от более толстых оболочек, образующихся на контакте с кимберлитом, при этом следует подчеркнуть, что в алмазоносных перидотитах такие первичные оболочки отсутствуют.

Приведенные выше признаки свидетельствуют в пользу существования слоя с частичным межзерновым плавлением материала, расположенного выше очагов образования кимберлитовой магмы, т. е., вероятно, на глубине порядка 80—150 *км*. Разумеется, эти данные еще предварительны, но должны послужить основой для дальнейших исследований в этом направлении.

Переходим к оценке термодинамических условий и роли флюидов верхней мантии. В отношении давления мы можем пока говорить лишь о том, что исследованные образцы довольно глубоко заходят в область устойчивости алмаза, т. е., вероятно, до давления порядка 60—70 *кбар* и не достигают давлений порядка 100—120 *кбар,* где можно ожидать фазового превращения оливина. Можно надеяться, что специальные экспериментальные исследования в дальнейшем позволят использовать для уточнения шкалы давлений выявленное при наших исследованиях содержание Na_2O в гранатах, K_2O в пироксенах, а также минералы и парагенезисы с содержанием Cr_2O_3, что является задачей ближайшего будущего. На рис. 57 шкала давлений непосредственно связана со шкалой глубин. Как уже указывалось, для земной коры нами предполагается возможность значительных колебаний давлений на одном уровне с перегрузкой давления до 10 *кбар*. Возможность подобных колебаний предполагалась и для мантии, в связи с чем шкала глубин имеет, конечно, условные значения. Сейчас мы не имеем никакого дополнительного материала для обсуждения данного вопроса.

Выше показано, что изучение минералов-включений в алмазах ксенолитов дает некоторые представления о температурах их образования. Для минералов фации алмазоносных эклогитов она колеблется в пределах 1150—1400° (возможно, выше). Для неалмазоносных ксенолитов намечается более широкий интервал температур с нижним пределом порядка 900°. Это приблизительно отвечает предполагаемому геотермическому градиенту щитов (нижний отдел), но возможны и большие колебания за счет временных повышений температуры, приводящих к образованию магматических очагов.

В отношении флюидов верхней мантии прежде всего остановимся на новых данных о режиме кислорода. Составы хромитов, ассоциирующих с алмазом, показывают важную особенность — очень низкое содержание Fe^{3+}. Интересно отметить, что более поздний хромит, нарастающий на алмаз, уже содержит значительную примесь магнетитового компонента — от 3 до 25%. О низком парциальном давлении кислорода свидетельствует также состав ильменита из сростков с алмазом, почти лишенных Fe^{3+}. И, наконец, дополнительным подтверждением является устойчивая примесь Cr в оливинах алмазов (Meyer, Boyd, 1970; Н. Соболев и др., 1971) и алмазоносных кимберлитов в виде Cr^{2+} (Haggerty et al., 1970), отражающая исключительно восстановительные

условия. Именно указанный пониженный окислительный потенциал объясняет некоторые черты сходства глубинных минералов мантии с минералами лунных базальтов при резком отличии общего давления при их кристаллизации (Sato, Wright, 1966; Sato, Helt, 1971).

Сейчас еще трудно судить, является ли пониженный потенциал кислорода характерной особенностью данных глубин земной мантии вообще или он характерен только для платформ, с которыми связаны месторождения алмазов. В. С. Соболевым (1937) было показано, что основным различием магматических серий платформ от серий зон орогена является иной режим изменения железистости фемических минералов при дифференциации с изменением состава плагиоклаза и количества SiO_2. Если в первом случае доминирующим является быстрое возрастание отношения FeO:MgO, то во втором — это повышение сравнительно невелико, и фемические минералы сменяют друг друга по известной схеме Боуэна. Осборн показал, что указанная разница связана с различием в окислительном потенциале (Osborn, 1959).

В связи с этим было бы особенно интересно получить материал по минералогии глубоких частей мантии в складчатых областях. Теперь уже можно почти с полной достоверностью говорить об отсутствии водосодержащих минералов в фации алмазоносных пород, более того, вышележащие породы также сложены безводными минералами и они появляются только в самых верхних частях мантии. К ним относятся прежде всего упомянутый выше биотит, близкий к флогопиту. Дальнейшее изучение биотитсодержащих ксенолитов в кимберлитах и других вулканических породах позволит лучше понять этот интересный гидротермальный процесс в мантии, установить закономерности размещения данных «месторождений» и уточнить их связь с образованием богатых калием пород.

В самых верхних частях мантии, вероятно, появляется и роговая обманка, но этот вопрос менее ясен. Последнее время установлено также существование еще двух водных минералов верхней мантии — калиевого рихтерита (Erlank, Finger, 1970) и титаноклиногумита (McGetchin, 1970). Рихтерит встречается вместе с флогопитом, а титаноклиногумит — в ассоциации с оливином, пиропом и ильменитом также в верхней части мантии, во всяком случае, выше границы образования алмаза. Парагенезис этих минералов заслуживает дальнейшего изучения. Очевидно, образование указанных минералов, особенно биотита, связано с циркуляцией водосодержащих флюидов верхней части мантии, проникающих даже в земную кору.

В более низких горизонтах в зоне существования межзернового расплава, а также в областях магматических очагов вода должна быть в основном растворена в расплаве. В связи с этим полезно обратить внимание на схематическую диаграмму, предложенную нами для иллюстрации особенности системы с двумя летучими компонентами, резко отличающимися своей растворимостью в расплаве и влиянием на температуру плавления (В. Соболев и др., 1970). На рис. 69 приведены подобные диаграммы плавления, полученные экспериментально для равновесия силикатного состава типа нефелинового сиенита с водой и углекислотой, которые плотностью подтверждают высказанное предположение. На этих диаграммах видно, что температура плавления силикатной системы зависит от состава флюида, особенно быстро повышаясь в области низких парциальных давлений H_2O. Хотя в приведенном эксперименте не определялся состав газовой фазы, находящейся в равновесии с расплавом, нет никакого сомнения, что он резко обеднен H_2O по сравнению с отношением флюидных компонентов в расплаве. Приведенная схема хорошо иллюстрирует значение образования расплава для осушения флюида и выделения воды при кристаллизации магмы.

Исследование температуры кристаллизации вкрапленников эффузивов (В. Соболев и др., 1970), а также оценка температур кристаллизации минералов в ксенолитах мантии позволяет утверждать что: 1) вода или другие соответствующие компоненты всегда присутствуют при образовании расплава, снижая точку плавления примерно на 100—300°; 2) парциальное давление воды при этом весьма невелико, обычно $<0{,}1\ P_{общ}$; состав магмы довольно значительно варьирует от более сухого — типа нефелиновых сиенитов Венгрии (температура кристаллизации вкрапленников выше 1300°) — до типа щелочных базальтоидов Канарских островов Зеленого мыса (новые данные Т. Ю. Базаровой и др.),

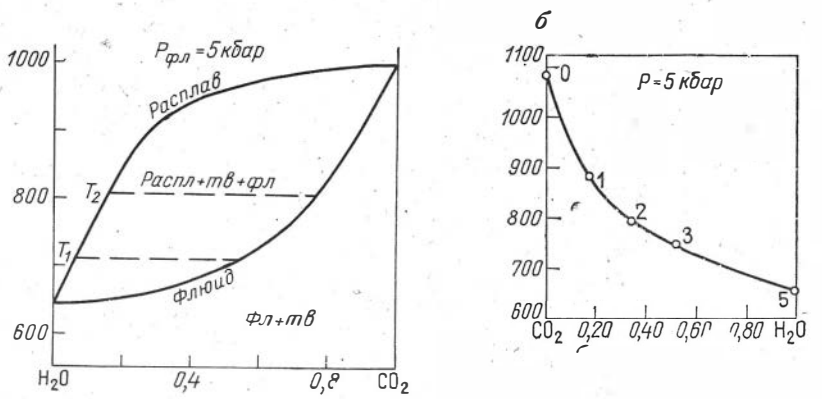


Рис. 69. Условия плавления горных пород в равновесии с флюидом H_2O—CO_2

а — схематическая диаграмма для гранита. Изобарическая проекция на грань призмы H_2O—CO_2—*T* (Соболев и др., 1970); *б* — то же, для нефелинового сиенита по экспериментальным данным (Millhalen, 1971). 0, 1, 2, 3, 5 — экспериментальные точки

когда температура кристаллизации выше 1100—1200°, и иногда появляются вкрапленники первичной роговой обманки. Первичное содержание воды в магме, очевидно, колебалось от 1—2 до 3—4 %.

Из других летучих компонентов в глубинных ксенолитах Э. Роддером были открыты включения жидкой CO_2 (в оливинах ксенолитов). Подобные же включения позже были найдены в фенокристаллах пород африканского рифта (Наумов и др., 1970) и островов Зеленого мыса. Однако во всех случаях давление, при котором образовались включения, оценивается величиной порядка 5 *кбар,* т. е. нельзя ручаться за их мантийное происхождение. В ксенолитах мантии включения пока не обнаружены, но поиски их продолжаются. Вместе с тем само образование алмазов доказывает наличие там окислов углерода или производных продуктов.

Мы уже отмечали, что для зоны образования алмазов сейчас еще нельзя решить вопрос о том, присутствуют ли здесь вода и углекислота и соответствующие продукты восстановления (CO и H_2) или здесь существуют углеводороды. Пониженное парциальное давление кислорода дает как-будто бы еще один довод в пользу образования последних, однако для решения этих вопросов нужны уточнения термодинамических данных и расчеты. Еще более сложен вопрос о месте воды ниже слоя частичного плавления. Сейчас сделано интересное предположение о том, что в этих условиях возможно образование нового типа водосодержащих минералов, в которых, подобно гидрогранатам, происходят замещения по типу $(OH)^{4-}$ — $(SiO_4)^{4-}$ (Fyfe, 1970) и даже получены подобные минералы типа пироксенов (Sclar, 1970), образующиеся по реакции $Mg_2SiO_4+2H_2O=Mg_2SiH_4O_6$, устойчивые до температуры 1200° и давления 40 *кбар*. Этот новый вопрос, конечно, еще требует углубленного рассмотрения. Однако уже сейчас можно отметить, что анализы наиболее глубинных пироксенов и других минералов отчетливо показывают от-

сутствие существенного дефицита кремния, а следовательно, и вхождения воды. Вместе с тем нельзя отрицать возможности очень невысоких содержаний H_2O, порядка десятых долей процента, которые как будто фиксируются инфракрасными спектрами (Martin, 1971). Высказываются также различные другие соображения о роли воды в глубинах земли, в частности предположение о присутствии там гидридов металлов (Ларин, 1971 и др.). Однако у нас нет никаких данных, которые могли бы помочь обсуждению этой проблемы и здесь нужны поиски новых путей исследования как минералогических, так и экспериментальных.

Вывод о низком содержании воды в магмах вулканических пород отнюдь не является случайным и хорошо согласуется с представлениями о равновесии расплава с водой. Рассмотрим общую схему (Соболев и др., 1970) вертикальной подвижности магм, образовавшихся при различных значениях $P_{общ}$ и $P_{H_2O} : P_{общ}$. Давно установлено, что увеличение содержания воды понижает вязкость магмы, т. е. делает ее более подвижной. Но вместе с тем при рассмотрении простейших схем для систем силикат — вода неоднократно отмечалось, что при подъеме водосодержащей магмы и соответствующем снижении давления происходит ее вскипание, сопровождающееся кристаллизацией, и магма теряет подвижность. В связи с этим неоднократно указывалось на невозможность излияния магм, образовавшихся при большом P_{H_2O}, а также о невозможности вертикального перемещения таких магм при интрузиях.

Однако наряду с этими совершенно правильными соображениями высказываются также идеи об образовании различных типов магм эффузивных пород за счет кристаллизационной дифференциации первичной магмы, богатой водой. Поэтому полезно рассмотреть общую схему явлений с учетом минимума кривых плавления. По другим данным наклон кривой становится положительным лишь после излома при пересечении с линией распада на жадеит и кварц. Для гранитов в присутствии чисто водного флюида подобный минимум по некоторым данным располагается при давлении около 10 *кбар* и смещается в сторону меньших давлений с уменьшением $P_{H_2O} : P_{общ}$.

Однако если такие минимумы отсутствуют для некоторых систем силикат — вода, то они неизбежно появятся при $P_{H_2O} < P_{общ}$ и с понижением доли воды в общем давлении будут смещаться в сторону малых давлений. Это в общем виде схематически показано на рис. 70 для породы постоянного состава. Изолинии отвечают постоянным составам флюида (с соответствующими долями воды в них), равновесным одновременно с расплавом и твердыми фазами. Нетрудно показать, что изотермическое снижение давления в PT-области с положительными наклонами изолиний должно приводить к увеличению массы расплава как за счет твердых фаз, так и за счет флюида. В то же время в PT-области с отрицательными наклонами изолиний падение давления должно вызывать обратные явления: кристаллизацию твердых фаз и увеличение массы флюида за счет расплава.

Соответственно на рис. 70 PT-область возможного магмообразования разделена на три части. Поле *I* отделено от нижележащих полей наклонной линией, отвечающей адиабатическому охлаждению и проведенной через точку плавления «сухого» расплава при атмосферном давлении. Бедные водой магмы, сформировавшиеся в условиях, отвечающих полю *I*, могут перемещаться вверх (в область все меньших давлений) неограниченно, поскольку снижение давления в этом случае не вызывает кристаллизации. Причиной ее может быть только охлаждение. Такие магмы могут иметь либо мантийное происхождение, либо образовываться на разных уровнях земной коры в результате местного повышения температуры. Одной из причин повышения температуры может быть воздымание масс более основных магм, что приводит к выплавле-

нию кислых расплавов из окружающих пород. Как известно, такие явления в небольших масштабах иногда фиксируются очень отчетливо, а многими авторами предполагается возможность образования таким путем даже значительных объемов кислых магм (в частности, в отношении гранитов типа рапакиви).

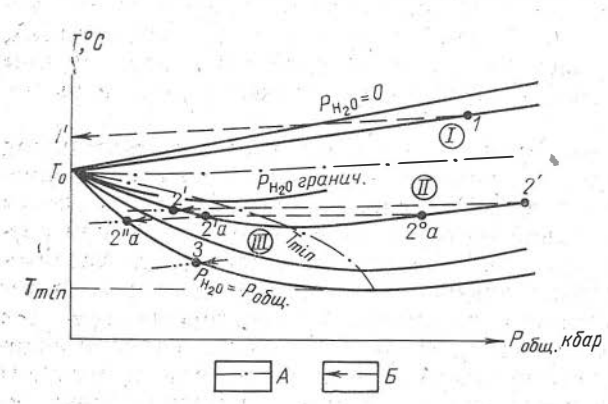


Рис. 70. Схема возможного вертикального движения магмы заданного состава (с точкой плавления $T°$) при изменении режима H_2O

Сплошные изолинии отвечают температурам расплава, находящегося в равновесии с флюидом с заданным парциальным давлениям H_2O от $P_{H_2O}=P_{общ}$ до $P_{H_2O}=0$. *А* — линии, разграничивающие поля *I*, *II*, *III*; *Б* — линии адиабатического охлаждения. *I* — поле образования магм, способных изливаться на поверхность (пример — точка *1*); *II* — поле образования магм, способных к значительным вертикальным перемещениям (пример: точки *2°—2'*); в случае *2a—2'a* и *2a''* точки отвечают изменению режима при трансвопоризации; *III* — поле магм, кристаллизующихся при вертикальных перемещениях (пример — точка *3*)

Особенности магмообразования в поле *I* не зависят от изменения характера флюида на пути движения магмы. Дальнейшие рассуждения для магм, более богатых водой, полностью справедливы лишь для определенных условий, а именно, наличия в равновесии с магмой значительных количеств флюидной фазы заданного состава, т. е. трансмагматических растворов. В этих условиях более богатые водой расплавы обладают достаточной подвижностью при вертикальном перемещении лишь в том случае, если они сбразовались при достаточно высоком давлении на участках кривых с положительным наклоном (поле *II*). Такое перемещение происходит в пределах участка секущей от точки *2* до точки 2^1, который увеличивается уменьшением $P_{H_2O}:P_{общ}$ и ростом общего давления. Это относится как к магмам, образующимся в мантии, так и к расплавам, возникающим на самых глубоких уровнях земной коры при региональном метаморфизме. При падении давления в пределах поля *III* неизбежна кристаллизация.

Чем выше содержание воды в магме (с постоянным соотношением силикатных компонентов), тем более высокий предел давления ограничивает область, в которой может осуществляться ее беспрепятственное продвижение в верхние горизонты. Так, гранитные анатектические расплавы, формировавшиеся в условиях, отвечающих полю *III*, фактически не могут заметно перемещаться вверх и тем более изливаться на поверхность. К тому же типу должны относиться предполагаемые кальцит-доломитовые расплавы, которые в случае их образования должны были бы отвечать именно полю *III*. Поэтому магматическое происхождение подобных карбонатитов в гипабиссальных и особенно вулканогенных условиях весьма сомнительно. Осложняющим обстоятельством, расширяющим пределы вертикальной подвижности магм, является возможность местных перегрузок, которые могут быть весьма значительными, достигая порой 10 *кбар*. Такие перегрузки на неглубоких уровнях разрешаются, очевидно, взрывами, приводящими в случае кислых магм к образованию игнимбритов и пемз, для которых соответственно возможны более высокие содержания воды. С такого же рода явлениями, видимо, связано и образование кимберлитовых трубок.

Следует отметить, что указанная «сухость» мантийных магм является относительной и имеющиеся содержания воды делают иногда возможным даже появление таких минералов как биотит и амфиболы. Однако по распространенности и составу они значительно отличаются от соответствующих минералов в типичных интрузивных породах. Дан-

ная «сухость» не исключает также возможности постмагматических гидротермальных процессов и рудопроявлений, связанных с вулканической деятельностью. При дистилляции магм с понижением температуры флюиды должны обогащаться водой, а при температурах менее 280° С произойдет разделение флюидов в системе $H_2O - CO_2$.

Выше отмечено, что указанные рассуждения справедливы лишь при равновесии магмы с флюидами заданного состава. Однако при движении сравнительно сухих «мантийных» магм в земной коре значительную роль могут играть явления «трансвапоризации» — обогащения магм водой за счет окружающих пород. Такое обогащение должно происходить в той или иной мере во всех случаях, когда активность (парциальное давление) воды в магме ниже, чем в поровых флюидах интрудируемых толщ. При большом различии такого рода взаимодействие с окружающими породами не только не ведет к кристаллизации (с образованием зон закалки и пр)., но и сопровождается частичным плавлением вмещающих толщ. Возникающая при этом картина может быть истолкована как следствие явлений гранитизации. Интенсивная диффузия воды внутрь массы расплава должна в этом случае приводить к образованию относительно «перегретых» магм (но, конечно, не за счет нагревания, а вследствие снижения температуры плавления с увеличением содержания воды). Здесь возможно вертикальное перемещение магм до пересечения линии адиабатического снижения давления с изолинией, отвечающей новому составу флюида, и крайним пределом явится линия плавления при $P_{H_2O} = P_{общ}$. Возможно, именно явления «трансвапоризации» объясняют повышенное содержание воды в андезитовых магмах, для которых почти всегда можно отметить и другие признаки ассимиляции глинистых пород. Повышение доли P_{H_2O} может привести к реакции Боуэна при высоких давлениях и образованию более кислых магм при дифференциации базальтового расплава. Весьма вероятно также, что ультраосновная магма может образоваться лишь в условиях несколько повышенных содержаний воды в мантии, а ее подъем вверх также будет зависеть от степени насыщенности водой и явлений трансвапоризации.

С одним из частных явлений трансвапоризации, вероятно, связано образование лампрофиров. Сравнительно сухая основная магма образует жилы в толще пород, пропитанных постмагматическими растворами гранитов, что приводит к изменению активности щелочей. При этом значительно снижается температура кристаллизации, что и отмечено при исследовании стекловатых включений.

Схема, близкая указанной «трансвапоризации», получится и в том случае, если допустить (Cann, 1970), что при падении $P_{общ}$ постоянным является не парциальное давление воды, а абсолютное значение P_{H_2O}, т. е., если предположить крайний случай дистилляции. Общие выводы здесь сохраняются, но сокращается поле *III*, которое, по сути, превращается в линию $P = P_{H_2O}$. Нужно полагать, что реальная модель будет занимать промежуточное положение между двумя крайними схемами.

В плане настоящего труда мы, конечно, не можем углубляться в проблему образования разных магм в земной мантии. Отметим лишь, что в поздний период развития Земли, когда верхняя часть мантии была уже сильно дифференцирована и, вероятно, значительно обеднена водой, мантийное происхождение имели главным образом лишь магмы основного состава. Кислые лейкократовые и щелочные магмы образовались лишь в весьма ограниченном масштабе за счет кристаллизационной дифференциации такой магмы. Их появление всегда связано с участием переплавления материала земной коры, возможно и при погружении ее блоков в мантию по зонам Бениофа. Более широкое использование метода исследования изотопов, а также поиски новых методов должно дать более прочный фундамент для однозначного решения этих важных вопросов петрогенезиса.

ГЛАВА VII

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И СВЯЗЬ С НИМИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

§ 31. ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

После выделения и характеристики различных типов регионального метаморфизма, основанных на пространственно-фациальных (и коррелирующихся с ними тектонических и других) признаках, естественно перейти к метаморфическим формациям, учитывающим не только тип метаморфизма, но и состав метаморфизуемых толщ.

Формационный подход оказался вообще очень плодотворным в геологии, особенно при изучении осадочных и магматических пород, где и было введено понятие «формации» (Шатский, 1933, 1955; Кузнецов, 1964) как естественного члена ряда парагенезисов:

парагенезис → парагенезис → парагенезис
элементов минералов пород
↓
(формация)

Позже понятие «формация» было распространено и на рудные месторождения, а в последнее время делаются попытки применить формационный подход и к метаморфическим образованиям на основании того, что метаморфические образования не представляют простого эквивалента осадочным или магматическим формациям.

Высказываются различные мнения о метаморфических формациях. Наибольшие дискуссии вызывает вопрос о соотношении особенностей первичного состава и строения толщ, и особенностей, создаваемых метаморфическими и сопутствующими процессами.

Одной из крайних позиций является тенденция ограничиться при формационном анализе метаморфических комплексов лишь выявлением соответствующих им первичных вулканогенно-осадочных образований. Необходимость выделять специальные метаморфические формации при этом категорически отрицается (Половинкина, 1969, 1970). Сторонники этой точки зрения настаивают на возможно более тщательном воссоздании признаков дометаморфических осадочных и вулканогенно-осадочных формаций (Сидоренко, Лунева, 1961). Согласно другой точке зрения, основные особенности состава метаморфических толщ создаются региональным метасоматозом, в первую очередь, гранитизацией (Лопадю-Арг, 1950; Барт, 1956; Коржинский, 1952, 1960) и другими видами калиевого, натрового, кальциевого и т. п. метасоматоза, характер которого в соответствии с этим должен быть одной из основ формационного деления (Маракушев, 1965, 1968; Дворкин-Самарский, 1969; Маракушев и др., 1971). Наконец, существует мнение о целесообразности выделения единых эндогенных формаций, куда входят различные магматические,

метаморфические, метасоматические и другие образования (Заридзе, 1970).

Критический разбор представлений о метасоматической гранитизации и региональном метасоматозе был приведен в монографии Добрецова и др. (1970). Мы пришли к выводу, что региональный метаморфизм является в основном изохимическим, исключая случаи локального метасоматоза и перемещения расплавов при анатексисе («гранитизации»). Поэтому состав исходных пород во многих случаях (хотя и не всегда) достаточно хорошо сохраняется. Аналогичных представлений сейчас придерживаются большинство специалистов по метаморфизму (Miyashiro, 1957; Winhler, 1965; Mehnert, 1969; Судовиков, 1964; Судовиков и др., 1965, 1970; Глебовицкий и др., 1970; Хильтова и др., 1971 и др.).

Однако мы не можем согласиться и с попытками свести формационный анализ метаморфических толщ к идентификации их с определенными вулканогенно-осадочными образованиями. Прежде всего классификация и характеристика вулканогенно-осадочных формаций в значительной мере основана на структурно-текстурных признаках (гранулометрический состав, характер слоистости и т. д.), наличии сингенетичных и аутигенных минералов (например, красноцветы), свидетельствующих о геохимических условиях осаждения и литификации, характере ископаемых флоры и фауны и т. п., которые при метаморфизме чаще всего не сохраняются. Конечно, при особо тщательных поисках некоторые из таких признаков, главным образом в низкотемпературных метаморфических толщах, можно найти (Сидоренко, Лунева, 1961), но они обычно отрывочны, не сохраняют всю информацию об условиях осадконакопления и не учитывают многих более существенных особенностей, приобретенных во время метаморфизма. То же касается вулканогенных пород. Как правило, мы не можем различать лавы, туфы, силлы, многие смешанные образования (туффиты, граувакки, полимиктовые песчаники, иногда даже мергелистые породы).

Наконец, для многих древних толщ невозможно в полной мере использовать принцип актуализма и сопоставлять их с известными вулканогеннно-осадочными формациями. Труднее всего сопоставлять архейские комплексы двупироксеновой (гранулитовой) фации, в связи с чем для них уже давно разрабатывается специальная классификация «суперкрустальных» формаций (Лазько, 1964; Лазько и др., 1968, 1970, 1971).

При метаморфизме сохраняются в основном признаки валового состава исходных пород (в отношении главных компонентов), причем индивидуализация отдельных прослоев и пачек уменьшается в результате выравнивания потенциалов H_2O, CO_2, иногда щелочей в пределах отдельных участков толщи, с проявлением процессов метаморфической дифференциации и локального метасоматоза, особенно на контактах резко различных сред. Поэтому существенно учитывать лишь главные особенности состава толщ, а именно преобладание в них одного или двух из трех выделенных классов пород — метапелитов, метабазитов, карбонатных пород и наиболее характерные специфические породы, такие как железистые, марганцовые, некоторые кварциты, гипербазиты и т. п. Эти три основные класса пород (различающиеся прежде всего по содержанию щелочей, SiO_2, CaO и CO_2) удобны для целей парагенетического анализа, но выделяются с некоторыми вариациями также и для более общей характеристики метаморфических пород (Вильямс и др., 1957; Тернер, Ферхуген, 1961; Винклер, 1970). Преобладание того или иного из этих классов пород во многом определяет, по нашему мнению, и характер сопутствующего локального метасоматоза.

В то же время необходимо учитывать и особенности метаморфизма. Они сказываются прежде всего на структурно-текстурных признаках пород. Начиная со стадии анатексиса (особенно в фациях B_2 и B_1) и в

меньшей мере за счет интенсивной декарбонатизации может существенно меняться и средний состав толщ. Но наиболее существенное обстоятельство, пожалуй, заключается в том, что в зависимости от типа метаморфизма в метаморфической толще могут появляться разные полезные ископаемые. Наконец, учет особенностей состава и метаморфизма позволит наметить связи между дометаморфической предысторией (условия осадконакопления, скорость прогибания, вулканизм и т. п.) и характером (типом) метаморфизма, что представляется очень важным для дальнейшей разработки теории метаморфизма.

Резюмируя все вышесказанное, мы предлагаем выделять метаморфические формации по типу метаморфизма (см. табл. 27) и составу толщ. Под метаморфической формацией (или формационным типом) мы понимаем закономерный парагенезис метаморфических пород определенного состава, претерпевших определенный тип метаморфизма.

Следует подчеркнуть, что разные типы метаморфических комплексов (или «формаций») существуют объективно и наиболее характерные из них уже давно выделялись разными авторами до появления формационных классификаций (например, чарнокитовая, кондалитовая, эклогит-дистен-гнейсовая, глаукофан-сланцевая и другие «формации»). Проблема состоит таким образом лишь в разработке общих принципов и схемы классификации метаморфических формаций.

Предлагаемая классификация (табл. 28—30) отличается от ранее опубликованного варианта несущественно (Добрецов и др., 1969). Целесообразно рассмотреть отдельно формации глубинного метаморфизма щитов и срединных массивов (см. табл. 28), формации подвижных поясов разного возраста (см. табл. 29), формации зон глубинных разломов (см. табл. 30). В каждой группе получается 7—10 формаций, и именно такие группы в отдельности предстоит изучать и детализировать в дальнейшем. Несколько изменены названия некоторых формаций, убрана графа «физико-химические условия», поскольку набор фаций для каждого типа метаморфизма (см. табл. 26) определяет их однозначно, дополнены графа «Особенности состава и металлогении» и список примеров.

Рассмотрим некоторые особенности каждой группы формаций.

Формации щитов и срединных массивов. Первые четыре формации (см. табл. 28) относятся к двупироксеновой (гранулитовой) фации и, как мы отмечали выше, приурочены исключительно к архейским щитам. Среди них преобладают чарнокито-базитовая (особенно в наиболее глубоких срезах), несколько уступает ей кондалитовая. Они определяют специфический состав нижних слоев земной коры, что позволяет говорить о «гранулито-базитовом» слое на континентах вместо «базальтового» (Белоусов, 1966). Эвлизито-кварцитовая и карбонатно-мигматитовая формации более редки. Последняя широко распространена лишь на Алданском щите, практически отсутствует на Анабарском, Балтийском, Антарктическом, Индийском и других щитах; она частично попадает в фацию B_2 и обнаруживает много сходных черт с зональной карбонатно-гнейсовой формацией типа Слюдянской (верхнеархейского+протерозойского возраста). Во всех известных случаях эта формация относится к верхам архея и нередко индексируется как верхний архей — протерозой. Возможно, это переходная эпоха к протерозою, когда началось массовое образование карбонатных и железистых пород.

Среди мигматит-гнейсовых (ультраметаморфических) формаций 5—7 (см. табл. 28), в противоположность двупироксеновым, наиболее широко распространена мигматит-гнейсовая формация гранитоидного состава, которая и слагает в основном «гранитный» слой земной коры. Эта дифференциация коры на гранулито-базитовый (преимущественно чарнокито-базитовая формация) и «гранитный» слои (преимущественно мигматит-гнейсовая формация) частично обусловлена изменением характера осадконакопления и вулканизма в ранние эпохи геологической

Таблица 28

Классификация метаморфических формаций глубинного метаморфизма щитов и срединных массивов

Номер формации	Формация	Классификационные признаки: тип метаморфизма по табл. 26	Классификационные признаки: состав пород	Особенности состава и металлогении	Тектоническая позиция	Примеры
1	Чарнокито-базитовая	1	Б+Ч±П	Местами калиевый метасоматоз; иногда чарнокитовые «выплавки»; преобладание метабазитов и промежуточных пород	Архейские щиты, редко ядра полиметаморфических комплексов в складчатых областях	Анабарский массив (далдынская и верхнеанабарская серия), Алдан, тимптонская серия, Антарктида, Адирондак (ядро), гранулитовые массивы Балтийского щита
2	Кондалитовая	1	П+Ч+Б	Местами интенсивное выщелачивание; чарнокитовые «выплавки»; характерна графитоносность, высокоглиноземистые породы	Архейские щиты	Алдан, низы иенгрской серии, Побужье, Украина, о. Шри Ланка, Южная Индия
3	Карбонатно-гранулитовая	1	П+К+Б±Ч	Широкий спектр биметасоматических изменений. Характерна флогопитоносность, магнезиальные железорудные и бороносные скарны	Некоторые архейские щиты (отдельные зоны или возможно верхи архейского разреза)	Алдан, иенгрская серия (федоровская свита), Мадагаскар, Приазовье, демьяновская подсвита
4	Эвлизито-кварцитовая	1—2	Ж+П±Б, К	Характерны железистые (магнетито-силикатные) породы, иногда с Мп (кодуриты)	Архейские (нижнепротерозойские?) щиты	Кольский п-ов, Индия, Судан, Квебек (Канада) и др.
5	Мигматит-гнейсовая	2	М+П±Б	Характерно резкое преобладание мигматитов и мигматит-плутонов (ультраметаморфизм)	Гранито-гнейсовое основание большинства докембрийских щитов и платформ	Украина, «Кольские гнейсы», Карельский «фундамент» Фенноскандии, гнейсы Индии и др.

Продолжение табл. 28

Номер формации	Формация	Классификационные признаки: тип метаморфизма по табл. 26	Классификационные признаки: состав пород	Особенности состава и металлогении	Тектоническая позиция	Примеры
6	Карбонатно-мигматитовая	2	П+М+К+Б	Характерна значительная роль биметасоматоза. Глубинные известковые скарны	Отдельные зоны в основании докембрийских щитов и платформ	Южная Финляндия, юго-западная часть Алданского щита (яркинская и др. свиты), Сангилен, Тува (балыгтыхемская серия)
7	Амфиболит-плагиогнейсовая	2	Б ± М, П	Местами натровый метасоматоз, Na-гранитоиды, редко пегматиты	Отдельные участки (зоны) на платформах и в ядрах некоторых массивов. Иногда обрамление формации 1	Некоторые массивы Урала, обрамление гранулитовых массивов Балтийского щита и др.
8	Эклогит-дистен-гнейсовая а) подформация сланцево-гнейсовая	3	П+Б(Э)+М	Характерны диафторез эклогитов в фации B_3 и C_3, позднее выщелачивание наряду с образованием гранитов и гранито-гнейсов	«Срединные массивы» (преимущественно в палеозойских складчатых поясах)	Кокчетавский массив, Молданубикум и его обрамление (гранулитовые и Совьи горы) Марун-Кеу (Урал), Кабо-Ортегаль (Испания), Центрально-Французский массив
	б) подформация гнейсовая	3	П+Б(Э)М ± ± Ч	Диафторез эклогитов в фации B_2	То же	Юго-Западная Норвегия
9	Дистен-гнейсовая а) друзито-гнейсовая б) карбонатно-гнейсовая подформация	3	П+Б(ЭП)+ +М+К	В обеих подформациях присутствуют «эклогитоподобные» породы. В субформации (а) характерны выщелачивание, высокоглиноземистые граниты и нередко пегматиты. В субформации (б)—мраморы (в т. ч. магнезитовые), биметасоматоз (скарны)	Срединные массивы и крупные «глыбы» в складчатых поясах различного возраста	Беломориды, Восточная Индия, Юго-Западный Памир, Кабульский массив

Примечания. Обозн. состава пород см. в табл. 29; Ч — собственно чарнокиты (кислые), ЭК — эклогиты, ЭП — эклогитоподобные, М — мигматиты в большом количестве.

истории Земли, но главным образом перемещением гранитоидных расплавов из областей метаморфизма двупироксеновой фации, прошедших неоднократное выплавление, в более верхние этажи, с концентрацией их в виде мигматит-гнейсовых формаций. Все прочие породы при этом были интенсивно преобразованы и в значительной степени ассимилированы, лучше сохранились лишь карбонатные породы и метабазиты, что и нашло отражение в выделении 6 и 7 формаций. При этом амфиболит-плагиогнейсовая формация существенно распространена лишь в особых зонах, развившихся, возможно, в основном за счет «базитового» слоя, например, в обрамлении гранулитовых куполов на Балтийском щите (Eskola, 1952; Жданов, 1968), в докембрийском фундаменте многих «гранито-гнейсовых» куполов Урала (Кейльман, 1963, 1968 и др).

Две последние формации (см. табл. 28) — эклогит-дистен-гнейсовая и дистен-гнейсовая являются раннедокембрийскими (и частично среднедокембрийскими) аналогами предыдущих формаций в срединных массивах. На обширных щитах они отсутствуют, но установлены в фундаменте большинства срединных массивов, особенно в палезойских складчатых областях (Чешский, Центрально-Французский, Норвежский, Кокчетавский, Муюн-Кумский массивы и т. п.). От предыдущих формаций они отличаются заметно более высоким давлением, достигавшим иногда 17 *кбар* и составом толщ.

Более высокое давление здесь объясняется или погружением до 70—80 *км* (при относительно небольшом возрастании температуры с глубиной), или влиянием тектонических напряжений (возможно, в период общей инверсии складчатых поясов). Глубины 70—80 *км* — предельные для современного положения нижней границы земной коры (границы «Мохо») именно в зонах современных орогенных зон («корни гор»), однако не ясно, могли ли быть такие «корни» в прошлые эпохи, и что особенно сомнительно, могли ли они быть выведены на дневную поверхность с сохранением первичного характера метаморфизма (например, Юго-Западный Памир).

Из этих формаций подформации 8а и 9а наиболее распространены. Подформация 8б представлена пока одним типичным примером в Юго-Западной Норвегии и отличается более высокой температурой (достигавшей, по-видимому, температур двупироксеновой фации, т. е. 800—900° С), обилием массивов гранатовых перидотитов, анортозитов, отсутствием или редкой амфиболизацией эклогитов, редко встречающимся дистеном при широко распространенном силлиманите и другими особенностями. Подформация 9б в типичном виде представлена в Юго-Западном Памире (ваханская серия) и прилегающих массивах (Файзабадском, Кабульском, возможно, и в других). Она сходна с подформацией 9а (примером которой являются многие толщи в беломоридах). Для нее характерно отсутствие эклогитов и наличие эклогитоподобных пород, ассоциации гиперстен (энстатит) + дистен. Она отличается от подформации 9а составом толщ, прежде всего широким развитием мраморов, и особенно магнезитовых мраморов, несомненно первичноосадочных (хемогенно-осадочных). Возможно, эта подформация соответствует особому режиму (или особому этапу?) раннедокембрийской истории. По особенностям состава эта подформация отличается и метаморфогенными месторождениями (флогопит, лазурит, шпинель и др.). В этом отношении она сходна с карбонатно-гранулитовой формацией (Алдан).

Формации протерозойских складчатых областей. В табл. 29 выделены формации, наблюдающиеся преимущественно в протерозойских складчатых областях, хотя иногда они встречаются и в более молодых областях (особенно 12 и 13 формации). В таких случаях их желательно выделять как подформации. Для этой группы формаций наиболее характерны джеспилитовая и гондитовая; они вмещают крупнейшие железорудные и марганцовые месторождения и известны на всех докембрий-

Таблица 29

Классификация метаморфических формаций складчатых областей

Номер формации	Формация	Классификационные признаки: тип метаморфизма по табл. 26	Классификационные признаки: состав* пород	Особенности состава и металлогении	Тектоническая позиция	Примеры
				А. Преимущественно протерозойские		
8	Джеспилитовая (с подформациями силикатной и карбонатной)	5а реже 7а, 8а	Ж+Т (КР)±К	Прослои и линзы железных руд. Характерен Na-метасоматоз и повышенное P_{O_2}. Иногда Au и U оруденение	Протерозойские (дорифейские) троги на платформах	Гуронская формация (США, Канада);
9	Гондитовая (с подформациями силикатной и карбонатной)	5а, 8а	Ж+ +МН+ +Т±К	Наряду с железистыми породами характерны марганцовистые (гондиты и др.), Na-метасоматоз	То же	а. Дарварская серия, Индия (силикатная подформация). б. Минас-Жерайс (карбонатная подформация)
10	Дистен-кварцито-сланцевая	6	Т+П±Б	Высокоглиноземистые породы. Низкий потенциал Na и K	»	Формация Кейв, Кольский п-ов и некоторые другие в карелидах
11	Эклогит-сланцевая (с подформациями А, Б)	6 и переходные случаи к 10 и др.	Т±К+ +Б (ЭК)	Диафторез эклогитов в фации C_3а, реже C_3б, часто с выщелачиванием	Основание докембрийских (?) эвгеосинклиналей вдоль крупных швов	А. Макбал, Киргизский хр., Б. Уфалейский массив, Урал
12	Зонально-гнейсовая (с подформациями, включая подформацию глубинных диафторитов)	7а, 7б	П+Б+ +М+К	При значительной роли (К) пород — глубинные железорудные скарны, флогопитовые месторождения	Внутренние зоны докембрийского складчатого обрамления крупных щитов	Гренвилльская формация (Адирондак и др.), Брокен-Хилл, Австралия, Юго-Западное Прибайкалье, Саяно-Становый пояс

13	Зональная дистен-филлито-гнейсовая (пегматитоносная)	8а	Т+П	Характерны слюдяные пегматиты и в связи с ними—серия регрессивных метасоматических явлений	Внешние (миогеосинклинальные) зоны докембрийских складчатых обрамлений древних платформ (щитов)	Мамский район, Северо-Западное и Северное Прибайкалье, Бирюсинская глыба
				Б. Протерозойские и более молодые		
14	Цеолитовая—вулканогенная	4	Б+Т	Отсутствие карбонатных пород, отсутствие или редкость гипербазитов. Интенсивный Na-Ca метасоматоз. Редкость сингенетичного и наложенного оруденения	Подзоны эвгеосинклиналей, удаленные от глубинных разломов, или наложенные вулканические депрессии	Округ Таринга тура (Новая Зеландия); Новая Англия (Австралия) шт. Орегон (США)
15	Метатеригенная А** (с подформацией Б родуситоносной)	4	Т+К (дол)	Для родуситоносной подформации характерно чередование терригенных пород и доломитов (мергелей). Местами нередка низкотемпературная Cu-Pb-Zn минерализация	А. Миогеосинклинальные зоны Б. Межгорные прогибы	А. Рифейские толщи Таласского хр. и западного склона Урала Б. Минусинская впадина, Джезказганская впадина
16	Метакарбонатная** (с подформациями)	4	К±Т	Бедность минеральных ассоциаций. Иногда низкотемпературная сульфидная (Zn, Pb)-Mn карбонатная минерализация	Миогеосинклинальные	А. Каратау Б. Киргизско-Терскейская зона, Тянь-Шань
17	Зеленосланцевая (с подформациями, включая подформацию зеленосланцевых диафторитов и глаукофансодержащую подформацию)	5	Б+Т±К	Кварцевые и карбонатные жилы (сегрегационные) местами Na-Ca метасоматоз, локально кислотное выщелачивание. Пиритизация, сульфидное оруденение (Cu, Fe, Zn)	Преимущественно нижний структурный этаж эвгеосинклинальных зон	Алтае-Саянская область, Казахстан, Тянь-Шань, Урал, Таймыр и др.
18	Филлитовая (с подформацией метаморфизованных конгломератов и терригенных пород)	5	Т+П±К	Местами кислотное выщелачивание с Au оруденением. Характерны гематитовые и графитовые прослои	Преимущественно нижний структурный этаж миогеосинклинальных зон и центральные зоны эвгеосинклиналей, удаленных от глубинных разломов	Рифей Западного Саяна, Таймыра, Буреинского массива; палеозой Аппалачей (шт. Орегон) и др.
19	Филлито-карбонатная	5	К+Т	Характерны мощные однородные мраморы	Некоторые особые эвгеосинклинали и «известняковые» геосинклинали	Рифей Киргизского хребта (Тянь-Шань), Батеневского кряжа и др.

Продолжение табл. 29

Номер формации	Формация	Классификационные признаки: тип метаморфизма по табл. 26	Классификационные признаки: состав* пород	Особенности состава и металлогении	Тектоническая позиция	Примеры
20	Зональная дистен-филлито-метабазитовая	8а	Т+Б	Изохимический метаморфизм, иногда Au оруденение	Шовные зоны в эвгеосинклиналях, нередко в периферических частях	А. Зоны Барроу в серии Далрадиен (Шотландия) Б. Новая Зеландия
21	Формация гнейсовых куполов (с подформациями А и Б)	7б, 8б	Различный	Сложные соотношения ядра (I этап метаморфизма) и обрамление (2 этап метаморфизма). В обрамлении нередко выщелачивание, интрузии, в ядре—пегматиты, иногда К метасоматоз	Антиклинории эвгеосинклинальных зон	А. Плато Абакума, Срединно-Камчатский хр. Б. Восточно-Уральский антиклинорий (массивы Сысертский и др.)
22	Зональная андалузит-филлито-гнейсовая, подформации А, Б и В	7б, 7а	Т+П	Проявления реакционного биметасоматоза, иногда К метасоматоз или выщелачивание с образованием высокоглиноземистых пород, Cu-Pb, Au оруденение	Приповерхностные шовные зоны на границе с жесткими глыбами	А. Район Бачен, Шотландия. Б. Тонгулакский хр. (Алтай), В. Северное Приладожье

Примечание. Состав пород: Т — терригенный комплекс пород (метаграувакки, метаморфизованные песчано-алевритовые толщи), из них КР — кремнистые сланцы, кварциты; П — метапелиты (метаморфизованные глинистые породы), Б — метабазиты (метаморфизованные вулканогенные толщи основного состава), ЭК — эклогиты, К — карбонатные породы (дол-доломиты), Ж — железистые, МН — марганцовистые породы, Г — гипербазиты.

Формации 15 и 16 встречаются также в основании глубоко погруженного платформенного чехла, например на Восточно-Европейской (формация 15) и Сибирской платформах (формация 16). Они могут быть выделены как подформации.

Таблица 30

Метаморфические формации зон глубинных разломов

Номер формации	Формация	Классификационные признаки: тип метаморфизма по табл. 26	Классификационные признаки: состав пород	Особенности состава и металлогении	Тектоническая позиция	Примеры
23	Офиолитовая	4	Б±Т, К, Г	Сохранение текстур и структур. Характерен Na-Ca локальный метасоматоз на фоне общего обогащения Na. Колчеданная минерализация в зеленокаменных породах, разнообразная минерализация в серпентинитах. Нередко позднее наложенное оруденение	Эвгеосинклинальные зоны и глубинные разломы	Зеленокаменная полоса Урала; Джалаир-Найманская зона (Казахстан)
24	Зональная глаукофан-метабазитовая	9а (Пенжинский)	Б±Т (КР), К	Локальный Na-Ca метасоматоз, пиритизация; характерны мелкие жилы и сохранение структур; иногда колчеданное и наложение Hg оруденение	Крупнейшие зоны глубинных разломов на границе или в центре эвгеосинклиналей	Пенжинский хр., Северо-Западная Камчатка; Камуикотан, Япония
25	Зональная глаукофан-сланцевая	9б	Т+Б±Г	Локальный Na-Ca метасоматоз, пиритизация, колчеданное оруденение. Прослои марганцовистых пород. Сланцеватость	Глубоко погруженные зоны глубинных разломов на границе мио- и эвгеосинклиналей (нередко рядом с формацией 22)	Зона Санбагава, Сангун (Япония); Сусунайский пояс (Сахалин)
26	Эклогит-глаукофан-метаграувакковая	10	Т+Б(ЭК)±±Г	Локальный биметасоматоз, выщелачивание. Замещение эклогитов гранат-глаукофановыми породами. Многочисленные жилы. Нередко сохранение структур. Месторождения рутила (Ti), наложенное Au-Cu и Hg оруденение	Особые глубоко погруженные эвгеосинклинальные зоны (заложенные на океаническом основании?)+зоны глубинных разломов	Францисканская формация (Калифорния); максютовский комплекс, (Южный Урал); часть Пеннинской зоны Альп
17а	Глаукофан-зеленосланцевая (подформация)	5 или 9а	Т+Б±Г±К	Проявления как Na метасоматоза, так и интенсивного выщелачивания, сингенетичное Mn и Fe оруденение, наложенное полиметаллическое оруденение	Внутриконтинентальные или сильно переработанные зоны глубинных разломов	Иттунысайская и канская свиты (Тянь-Шань); ордовик Полярного Урала

Примечание. Приведены формации, встречающиеся только в зонах глубинных разломов (1 порядка). Кроме них в зонах глубинных разломов могут встречаться другие формации, например, 9, 13, 17—19 см. табл. 29. Обозн. состава пород см. в табл. 29.

ских щитах. Причины массового образования железных и марганцовых руд в протерозое до сих пор обсуждаются. Наиболее распространена точка зрения об изменении режима атмосферы в связи с массовым развитием органической жизни, однако не исключено влияние и эндогенных процессов (в частности, вулканизма).

Другим характерным примером являются дистенсодержащие формации — дистен-кварцито-сланцевая (типа Кейв), эклогит-сланцевая, зональная дистен-филлито-гнейсовая формация, содержащая все промышленные месторождения мусковитовых пегматитов. Мусковитовые пегматиты и вмещающие их формации приурочены почти исключительно к протерозою (Соколов, 1970). Даже в Уральской пегматитоносной провинции, несмотря на цифры абсолютного возраста, равные 340—450 млн. лет, пегматитоносные комплексы относятся в основном к докембрийским (протерозойским) образованиям (Кейльман, 1963, 1969). Первичный состав всех этих комплексов соответствует терригенным толщам флишоидного типа (Соколов, 1970). В то же время характерно, что мусковитовые пегматиты формируются только при дистен-силлиманитовом типе зональности. Возможно, их появление связано с особым характером анатексиса.

Формации фанерозойских складчатых областей (начиная со среднего — верхнего рифея) частично включают формации, аналогичные протерозойским складчатым областям, но отличаются большим разнообразием и преобладанием низкотемпературных формаций (см. табл. 29). Для них в значительной мере возможно восстановление первичного характера осадочных формаций, однако и здесь метаморфизм накладывает ряд важных особенностей, приводящих в частности, к образованию метаморфогенных золоторудных, колчеданных и других месторождений.

В наибольшей степени специфика, создаваемая метаморфизмом, относится к комплексам зональных формаций (дистен-филлито-метабазитовой, андалузит-филлито-гнейсовой, «гнейсовых куполов»). В этих случаях особенности пород и их металлогении определяются не столько их первичным осадочным обликом и стратиграфическим положением, сколько положением в метаморфической зональности и ее характером. Примеры зональных комплексов фанерозойского возраста (Шотландия, Новая Зеландия, Япония, Камчатка и др. регионы) описаны нами ранее (Добрецов и др., 1972).

Разнообразие метаморфических формаций фанерозойских складчатых областей отражает сложность развития земной коры на данном этапе.

Формации зон глубинных разломов. К особой группе формаций отнесены такие, которые встречаются только в крупнейших зонах глубинных разломов. Это прежде всего офиолитовые, часто глаукофан-сланцевые формации, проявлявшиеся в истории Земли, начиная с рифея, в структурах океанического обрамления или в особых зонах внутри континентов. Отметим некоторые характерные особенности этих формаций (Добрецов, 1973).

1. Наиболее типичным представителем *зональной глаукофан-метабазитовой формации* является пенжинский метаморфический комплекс одноименного пояса на Северо-Западной Камчатке. К этой формации могут быть отнесены также большая часть пояса Камуикотан, часть толщи Чичибу пояса Санбагава (зоны IV в Канто, Iб в Сибукаве, комплексы Осуги и Коядайра на о. Сикоку), пояс Ливингстон в Новой Зеландии, аккольская формация по р. Амыл в Западных Саянах, глаукофановые сланцы массива Инцеккат (Корсика) и Южной Италии, а также некоторых районов Пеннинского пояса Альп.

Общие и наиболее характерные особенности этой формации — метаморфическая зональность и состав толщ (преобладание метабазитов щелочно-океанического состава). Метаморфическая зональность характеризуется локальным возрастанием P_{H_2O} и $P_{общ}$ (при почти постоянной

и низкой температуре) в узких зонах, не соответствующих стратиграфической последовательности и приуроченных к глубинным разломам и местам интенсивной подводной вуканической деятельности. Давление достигает 11—12 *кбар*, тогда как температура не превышает 400—450° С. Облик пород в соответствии с этим нередко массивный, слабо сланцеватый с реликтовыми структурами, причем степень перекристаллизации не соответствует стратиграфической последовательности и метаморфической зональности. Синхроничные (метаморфизованные) интрузии представлены в основном габброидами, меньше гипербазитами, причем характерны также более поздние надвиги гипербазитов и габбро. Гранитоиды отсутствуют.

2. *Зональная глаукофан-сланцевая формация* наиболее характерна для пояса Санбагава. Она развита на большей его части, в частности, в районе Тенрю, частично в районах Канто и Сибукава (исключая образования предыдущей формации) и на большей части о. Сикоку. Соответствующий тип метаморфизма был назван санбагавским. Аналогичный характер имеет метаморфический комплекс Сусунайского хребта, а также, вероятно, палеозойские пояса Матсугадайра-Мотаи и Сангун в Японии, мезозойские комплексы Пекульнейского и Прибрежно-Тайгоносского поясов. В альпийской области им соответствуют значительная часть полосы «блестящих сланцев» Корсиканского пояса и южной части Пеннинского пояса, Бетического пояса Испании и других районов Динарид и Турции. В Америке к ним могут быть отнесены глаукофансодержащие комплексы в поясах Курепто в Чили, в шт. Орегон, в Гватемале и др. По-видимому, зональная глаукофан-сланцевая формация распространена шире, чем предыдущие, однако в ней наблюдаются комплексы, переходные к другим формациям.

В отличие от предыдущей формации, для зональной глаукофан-сланцевой формации характерна более правильная зональность с относительно широкими зонами, соответствующими примерно стратиграфической последовательности, причем в высокотемпературных зонах достигается фация C_3 с температурами до 600—650° С; давление несколько ниже, чем в предыдущей формации. В составе толщ уменьшается роль метабазитов, характерны черные графитистые сланцы, доля метатерригенных пород (метапелитов, метапесчаников и др.) составляет 50% и более разреза толщи. В этом отношении эта субформация сходна с зеленосланцевыми, но заметно отличается от зональной глаукофан-метабазитовой. Породы, как правило, хорошо сланцеваты и раскристаллизованы и только в переходных типах становятся массивными. Во многих комплексах примечательно наличие синхроничных тел эклогитсодержащих гипербазитов и габброидов. Более поздние интрузии в комплексах неизвестны, хотя во многих случаях предполагается воздействие поздних гранитоидов, расположенных в соседних зонах. Из тектонических особенностей характерны опрокинутые, иногда лежащие складки и надвиги.

3. *Глаукофан-зеленосланцевая субформация.* К этой субформации могут быть отнесены проявления глаукофановых сланцев в Канско-Атбашинской зоне Южного Тянь-Шаня, нижнем палеозое Урала (западный борт Щучьинского и Магнитогорского синклинориев), в палеозое Австралии (брисбенские сланцы), глаукофановые сланцы северо-западного ответвления Северо-Анатолийского пояса, Южно-Анатолийского пояса, восточной части Пеннинского пояса и др. Переходными к обычным зеленосланцевым формациям являются сланцы Восточно-Сахалинских гор и Охотского побережья Сусунайского хребта, однако здесь они претерпели несколько этапов метаморфизма, в том числе воздействие гранитоидов, и первоначально, возможно, были более близкими к зональной глаукофан-сланцевой формации.

Несмотря на некоторую условность выделения, ряд признаков в вышеперечисленных комплексах являются достаточно характерными, чтобы

отличить их от комплексов других формаций. У них во многих случаях отсутствует тесная связь с гипербазитами. Судя по наблюдающимся ассоциациям, переходным к фации зеленых сланцев (в частности, характерны ассоциации с винчитом, Na актинолитом, Лавс+Хл и др.), давления здесь минимальные в сравнении с другими глаукофан-сланцевыми формациями, хотя имеются переходы к другим ассоциациям (канская серия); высокотемпературные породы (с гранатом, роговой обманкой), как правило, отсутствуют; отчетливая метаморфическая зональность не выражена (как правило, это участки среди преобладающих зеленых сланцев, контролируемые составом прослоев или локальным метасоматозом, либо тектонические блоки); нередки поздние интрузии гранитоидов. По составу толщ существенного отличия от предыдущей формации не намечается.

4. *Эклогит-глаукофан-метаграувакковая, или гранат-глаукофановая формация.* Первое название справедливо для типичных представителей этой формации — максютовского и франциканского комплексов. К ним могут быть отнесены также комплексы Новой Каледонии, эклогит-глаукофановые образования западной части Пеннинской зоны Альп, о. Груа в Каледонидах Бретани, в р-не Кастамону в Турции, Чарского пояса в Восточном Казахстане и др. Все они отнесены к субформации «а». К субформациям «б» и «в» отнесены комплексы с характерными гранат-глаукофановыми сланцами, в которых наличие эклогитов лишь предполагается. Для них более подходящим является название гранат-глаукофановая формация. Данным субформациям принадлежат гранат-глаукофановые и глаукофановые сланцы Полярного Урала (реки Щучья, Кечь-Пель, Хулга), Балканского пояса, аналогичные образования в других районах, объединенные в субформацию «б», и метаморфизованные терригенные комплексы, содержащие ассоциации Жд+Кв (субформация «в») — массив Д'Амбин и антиклиналь Аччельо в Альпах, районы юго-западной части о. Сулавеси и др.

Общим для всех этих комплексов является присутствие ассоциации глаукофан+гранат (а в субформациях «а» и «в» — также Жд+Кв+Гр), характеризующих наиболее высокие давления при умеренных или повышенных (по сравнению с формацией глаукофан-метабазитовой) температурах, отсутствие во многих случаях четкой метаморфической зональности, преимущественно метаграувакковый состав толщ с телами метабазитов (и эклогитов, гипербазитов в субформации «а»); глубокое погружение (15—25 *км*) и наличие опрокинутых складок, надвигов и покровов, характеризующих надвигание (или «поддвигание») соседних сегментов коры. Метаморфическая зональность, как в северной части франциканского комплекса, приурочена к зонам крупных надвигов. Между отдельными комплексами имеются различия в степени карбонатности (повышенная карбонатность в атбашинском комплексе), максимальной температуре (от 450 до 600° С) и соответственно степени перекристаллизации пород (более слабая перекристаллизация в большей части франциканского комплекса, метатерригенных пород массива Д'Амбин и Сулавеси по сравнению, например, с максютовским комплексом), степени позднейшей переработки пород. В то же время имеется много общих признаков с другими формациями и переходные случаи к ним. Для характеристики этих, так и особенно других формаций, приведенных в табл. 30, требуются дальнейшие детальные исследования.

§ 32. СВЯЗЬ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ С МЕТАМОРФИЧЕСКИМИ ФАЦИЯМИ И ФОРМАЦИЯМИ

В задачу настоящей работы не входило специальное рассмотрение многогранной проблемы связи полезных ископаемых с региональным метаморфизмом. Однако некоторые стороны этой проблемы следует

хотя бы кратко обсудить. Формационный подход при изучении рудоносности метаморфических толщ является, по нашему мнению, перспективным и заслуживающим дальнейшей разработки.

Полезные ископаемые, прямо или косвенно связанные с процессами регионального метаморфизма, принято выделять в группу метаморфогенных и различать среди них собственно метаморфические и метаморфизованные месторождения (Бетехтин и др., 1946; Татаринов, 1955, Смирнов, 1969). Большое количество публикаций характеризуют отдельные метаморфогенные месторождения и «рудные формации». Мы коснемся лишь идей о связи месторождений с разными фациями и «типами» регионального метаморфизма, развиваемых в последние годы.

Многие авторы уже давно отмечали тесную связь некоторых типов метаморфогенных месторождений с разными фациями регионального метаморфизма. Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко (1965) одни из первых сделали попытку сгруппировать метаморфогенные «рудные формации» по фациям регионального метаморфизма и трем типам структурно-фациальных зон. Они выделили: 1) архейские складчатые области; 2) протерозойские складчатые области; 3) зоны глубинных разломов разного возраста. Однако многие важные формации метаморфогенных полезных ископаемых в их классификации отсутствуют, а принятая ими схема фаций Тернера и Ферхугена (1961) устарела.

Многие авторы придавали также большое значение ультраметаморфизму и гранитизации при мобилизации рудного вещества и образовании рудных месторождений (Gavelin, 1955).

Сейчас выделяют даже специальный тип ультраметаморфогенных (постгранитизационных) месторождений (Белевцев, 1968, 1969), хотя фактически к их числу относят в основном более низкотемпературные месторождения, связь которых именно с постгранитизационными растворами, «поднимающимися из зон ультраметаморфизма», остаются гипотетичными.

Д. А. Великославинский, Ю. М. Соколов, В. А. Глебовицкий (1968, 1970) создали классификацию, в которой подчеркнута связь разных типов месторождений с разными «минералогическими типами» регионального метаморфизма, отличающимися режимом давления (главным образом с андалузит-силлиманитовым и дистен-силлиманитовым типами). Вместо «метаморфических и метаморфизованных» они выделяют «ортометаморфические» и «прометаморфические» (включая метаэндогенные, метаседиментогенные, полиметаморфические) месторождения (формации). По типам метаморфизма сгруппированы только ортометаморфические месторождения (формации), которые подразделены на палингенно-метасоматические (пегматиты), высоко- и низкотемпературные гидротермальные. Для андалузит-силлиманитового типа характерными считаются редкометальные альбитизированные пегматиты, приуроченные к андалузит-кордиеритовой, ставролит-андалузитовой и силлиманит-альмандин-мусковитовой субфациям, примером могут служить Северное Прибайкалье (Мануйлова, 1964) и Южная Финляндия (Haapala, 1966). К этому же типу метаморфизма (однако это гипотетично) относят гидротермальные редкометальные и железорудные месторождения, связанные с зонами альбитизации на фоне пород субфаций B_4в и B_3а; примерами таких месторождений являются месторождения обрамления Алданского щита и Западного Саяна (Соколов, 1970). Из низкотемпературных гидротермальных ортометаморфических формаций Ю. М. Соколов и другие исследователи с андалузит-силлиманитовым типом метаморфизма связывают медноколчеданные и свинцово-цинковые месторождения Южной Финляндии и Швеции, которые локализуются в зонах андалузит-ставролитовой субфации (Оутокумпу, Виханти, Омеберг, Фалун) или на границе зоны биотита и хлорита (Шеллефтео; Гавелин, 1957; Saksela, 1957; Marmo, 1960 и др.).

Для комплексов дистен-силлиманитового типа характерна формация мусковитовых пегматитов, которая, по данным Ю. М. Соколова (1970), локализуется строго в зоне дистен-альмандиновой субфации. Все прочие формации полезных ископаемых, отмеченные в работах Ю. М. Соколова, Д. А. Великославинского, В. А. Глебовицкого, встречаются в разных типах регионального метаморфизма, в том числе и в незональных комплексах. Среди них можно отметить редкоземельные пегматиты в гранулитовой фации Алдана, Енисейского Кряжа, Индии, Мадагаскара, а также флогопитовые и железорудные месторождения, связанные с «железо-магнезиально-кальциевым метасоматозом» в фациях B_1 или B_2 (Алдан, Слюдянка). В незональных зеленосланцевых комплексах характерны многие месторождения железа (железистые кварциты), марганца, золота и т. п.

Таким образом, намечается связь определенных формаций метаморфогенных полезных ископаемых с разными «типами метаморфизма», выделенными выше. С другой стороны, не менее отчетлива связь этих месторождений с составом метаморфизованных толщ.

Наиболее очевидна она для метаседиментогенных месторождений Fe, Mn, Al, графита и др., для многих «метаэндогенных» месторождений (например, медноколчеданных в зеленокаменных толщах основного состава). Однако и для собственно метаморфических (ортометаморфических) влияние состава толщ очевидно. Например, флогопитовые и скарновые железорудные (типа Таежного) месторождения в гранулитовой фации появляются лишь в толщах с большим количеством доломитов и мраморов, мусковитоносные пегматиты — в метапелитовых толщах, хрусталеносные альпийские жилы — в кварцитах или кварцитовидных песчаниках, не говоря уже о тех случаях, когда мраморы, кварциты, гнейсы и другие породы сами являются полезными ископаемыми.

Отсюда следует важный вывод. Чтобы оценивать перспективность метаморфических толщ на те или иные полезные ископаемые, необходимо учитывать как особенности (тип) метаморфизма, так и особенности состава толщ, т. е. их формационную принадлежность, в соответствии с вышеприведенным определением метаморфической формации. Формации метаморфогенных полезных ископаемых следует рассматривать на фоне (или как составляющую часть) соответствующих метаморфических формаций. При таком формационном подходе станет более понятной приуроченность некоторых формаций лишь к определенным эпохам, или определенным «этажам» в земной коре.

Подведем итог тому, что сейчас известно о связи метаморфогенных полезных ископаемых с фациями регионального метаморфизма. В табл. 31 приведено около 40 формаций метаморфогенных полезных ископаемых, сгруппированных по фациям регионального метаморфизма в соответствии с нашей схемой фаций. Эта таблица является более полной, чем известные в литературе, в отношении как фаций, так и формаций. Например, по сравнению с классификацией Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко (1965), в этой классификационной схеме добавлены формации эвлизитовая, флогопитовая, керамических, редкоземельных, редкометальных мусковитовых пегматитов, глубинных скарнов, серпентин-тальковая, асбестовая, хрусталеносных жил, мелкочешуйчатой слюды и др., более дробно расчленены некоторые другие формации, наконец, все формации приведены в соответствие с нашей схемой фаций. Несомненно, что и эта классификация не является исчерпывающей и в дальнейшем в нее будут внесены дополнения и уточнения. Кроме того, в табл. 31 рассмотрена лишь одна сторона проблемы — связь фаций метаморфизма и метаморфогенных месторождений. Другие стороны этой проблемы — связь с составом толщ, тектоническими структурами и эпохами, по нашему мнению, должна быть более подробно рассмотрена на фоне метаморфических формаций.

Таблица 31

Главнейшие формации метаморфогенных месторождений

Фация	Рудная формация метаморфогенных месторождений	Генетический тип	Вид полезного ископаемого	Возраст и тектоническая позиция	Примеры месторождений
$B_1 \pm B_2$	1. Эвлизитовая	Пара	Fe	Щиты AR	Индия, Судан, Швеция
»	2. Кодуритовая	»	Mn	То же	Индия, Алдан
$B_1 \pm C_2$	3. Ильменит-рутиловая	Орто	Ti (включая россыпи)	?	Буэна-Виста
$B_1 \pm B_2$	4. Графитовая	Орто	Графит кристаллический	Щиты PR	Завалье и др. (Украина), Шри Ланка, Мадагаскар
$B_1 \pm B_2$	5. Флогопитовая	»	Флогопит (апатит)	»	Алдан, Слюдянка, Мадагаскар
	6. Корундовая				
$B_1 \pm B_2$	а) силлиманит-корундовая	Пара	Корунд	»	Джилинда (Северное Прибайкалье), Шри Ланка, Индия
C_2 (диафториты по B_1?)	б) дистен-корундовая	?	Корунд, дистен	»	Чайнып (Якутия)
B_1, B_2, A_2 (?)	7. Редкоземельных пегматитов	Орто	Монацит и др. (включая россыпи)	»	Индия, Мадагаскар,
$B_2 \pm B_3$	8. Ильменитовая	Орто?	Ti	Преимущественно зоны дорифейской складчатости	Ричланд-Кове (США), Таймыр
$B_2 \pm B_1$	9а. Галенит-сфалерит-пирротиновая (субфация с Гр, Мт)	Пара?	Pb, Zn	То же	Брокен-Хилл (Австралия)
$B_2 \pm B_3$	10. (Рутил)-силлиманитовая	Пара?	Al	Преимущественно зоны дорифейской складчатости	Кяхта (Забайкалье), Китой, Тымбинское (Прибайкалье) Якутия
B_2	11. Глубинных известковых скарнов	Орто	Fe, B		
$B_2 + C_2$	12. Глубинных магнезиальных скарнов	»	Шпинель, флогопит, лазурит		Алдан, Кури-Лал (Памир)
$B_2 \pm A_2$	13. Керамических и хрусталеносных пегматитов	»	Керамическое сырье, пьезокварц		Кольский п-ов, Чуйский антиклинорий, Украина,
$B_3 \pm A_3$	14. Альбитизированных редкометальных пегматитов	»	Sn, Mo, W	Преимущественно PR складчатые пояса	Западная Сибирь, Южная Финляндия, Южная Родезия и др.
$B_3 \pm A_3$	15. Кордиерит-антофиллит-медноколчеданная (магнезиально-полиметаллическая)	Орто? Пара?	Cu		Фалун (Швеция), Ориярви (Финляндия), Роуаин-Норанда (Канада), Хитачи (Япония), Дактаун (Аппалачи)
$B_3 \pm B_4$	9б. Графит-сфалерит-халькопирит-пиритовая	Пара?	Pb, Zn, Cu		Виханто, Омеберг, Шеллефтес (Южная Финляндия, Швеция), Сулливан (Канада)
$B_4 + B_3$ или C_3	16. Железистых кварцитов (гематит-магнетитовая)	Пара	Fe		Туронская серия (Канада)
$B_4 + B_3$ или C_3	17. Сидерит-куммингтонит-магнетитовая	Пара	Fe	Преимущественно PR складчатые пояса	Кривой Рог, Верхнее озеро
$B_3 + F_4 \pm A_{2-3}$	18. Графитовая	Пара	Графит плотночешуйчатый	Преимущественно PR складчатые пояса	Кривой Рог, Квебек (Канада) Корея Индия, В. Саяны

Фация	Рудная формация метаморфогенных месторождений	Генетический тип	Вид полезного ископаемого	Возраст и тектоническая позиция	Примеры месторождений
$B_3 \pm A_3$	19. Корунд-хлоритоидная	Пара	Наждак		Тамдытау, Нуратау (Западный Узбекистан), Самос, Наксос (Греция), Прииртышское (Урал)
B_3 или A_3	20. Антофиллит-асбестовая	Орто	Амфибол-асбест	Глубинные разломы разного возраста	Урал
$C_2 \pm C_3$	21. Рутил-пироповая	Орто	Ti, пироп	Докембрийские срединные массивы	Кокчетавский, Чешский массивы, Норвегия, Полярный Урал
$C_3б$	22. Глаукофан-рутиловая	»	Ti, абразивы	Зоны глубинных разломов и эвгеосинклиналей разного возраста	Шубино (Южный Урал)
$C_3 \pm B_4$	23. Спессартин-кварцевая (гондитовая)	Пара	Mn		Индия
C_4 или $B_4 \pm B_5$	24. Родонитовая (силикатно-марганцовая)	»	Mn, поделочный камень	То же	Коту (Япония), Южный Урал, Калифорния,
$C_3а$	25. Мусковитовых пегматитов	Орто	Мусковит	Протерозойские миогеосинклинали	Северо-Байкальская, Бирюсинская провинции
$B_3—C_3$	26. Гранат-слюдяная	Орто	Слюда, абразивы		Макбал (Тянь-Шань)
$C_3а$	27. Ставролит-дистеновая	Пара	Al	То же	Кейвское (Кольский п-ов), Индия
B_4 или C_4	28. Пирротин-медноколчеданная	Пара Орто	Cu, Zn	Зоны глубинных разломов	III Интернационал, Дегтярка и др. (Урал), Бесси, Ширатаки (Япония)
B_4	29. Золотоносных и урановосных конгломератов	Пара? Орто?	Au, U	Докембрий	Витватерсранд (Южная Африка), Блайнд-Ривер (Канада)
$B_4—A_4$	30. Золото-кварцевая	Орто	Au	Преимущественно докембрий	Бодайбо, Ленский, Анюйский р-ны, Северная Америка
$B_4 \pm B_5$	31. Сидерит-родохрозитовая	Пара	Mn, (Fe)	—	Мазульское, Южная Сибирь, Примагнитогорские месторождения
»	32. Гаусманит-браунитовая	»	Mn	—	Каратас, Караджал и др. (Казахстан), Гриквеландвит (Южная Африка)
$B_4 \pm B_3 \pm \pm A_3$	33. Рудно-альбитовая		Ta, Nb, W и др.	—	Обрамление Алданского щита
			Fe, Cu	—	Западный Саян
B_4	34. Пирофиллитовая	Пара	Пирофиллит, Al	—	Овруч (Украина), Тува
$B_{4—5}$ или $A_{4—5}$	35. Тальково-серпентиновая	Орто	Тальк, асбест, серпентин	Гипербазитовые пояса разного возраста	Баженово (Урал) Актоврак (Тува) и др.
B_5	36. Колчеданная	Пара?	Cu $\pm$ Au, $\pm$ Zn	Глубинные разломы	Южный Урал и др. Раммельсберг (ФРГ)
B_5	37. Галенит-сфалерит-пиритовая	?	Pb, Zn барит	Глубинные разломы	
$B_4—B_5$	38. Хрусталеносная				
	а) диафториты в кварцитах		Пьезокварц	—	Алдан
	б) диафториты в метапесчаниках		То же	—	Полярный Урал, Кавказ

Продолжение табл. 31

Фация	Рудная формация метаморфогенных месторождений	Генетический тип	Вид полезного ископаемого	Возраст и тектоническая позиция	Примеры месторождений
Разные	39. Магнезитовая	Пара и орто		—	Урал, Памир
»	40—42. Мраморов, кварцитов, гнейсов и др.			—	Украина, Карелия, Саяны и др.

Здесь можно лишь отметить, что все месторождения, связанные с фацией B_1 ($\pm B_2$) относятся к архейским щитам. В этой фации основное значение имеют неметаллические полезные ископаемые (доля месторождений эвлизитовой, кодуритовой и ильменит-рутиловой формаций в общем балансе руд Fe, Mn и Ti невелика). Доля месторождений металлов (особенно Au, Mn, Cu) увеличивается к низкотемпературным фациям. Разные типы промышленных пегматитов ограничены фациями B_2 (керамические), B_3 (редкометальные) и C_3a (мусковитовые). В фациях B_2 и B_3 многие месторождения конвергентны с контактово-метаморфическими или вообще магматогенными (например, пегматиты, кроме мусковитоносных, кордиерит-антофиллит-медноколчеданная, полиметаллическая, графитовая, корунд-хлоритоидная, антофиллит-асбестовая и др. формации). Но, наоборот, все такие месторождения не встречаются (или редки?) в фациях повышенных давлений C_2, C_3, C_4. В последних характерны формации мусковитовых пегматитов, рутиловые, частично марганцовые и железорудные формации. Для фации B_4 характерны золоторудные формации (особенно формация метаморфизованных золотоносных и ураноносных конгломератов). Большинство параметаморфических (метаседиментогенных или метавулканогенных) месторождений Al, Fe, Mn, Cu (?) являются сквозными, т. е. встречаются во всех или в большинстве фаций.

Переходя к влиянию состава толщ и связи с метаморфическими формациями, отметим прежде всего некоторые известные теоретические положения. Очевидно, простой метаморфизм сам по себе не создает концентрации полезных ископаемых. Эти концентрации могут быть дометаморфическими (седиментогенными, вулканогенными), а при метаморфизме меняют лишь свою минеральную форму (например, сидерит →окислы Fe→силикаты Fe; углистое вещество→графит); при этом, как правило, меняется промышленное качество или даже целевое назначение полезного ископаемого. В других случаях для собственно метаморфических (ортометаморфических) месторождений концентрации полезных ископаемых создаются при гидротермально-метасоматических или палингенно-метасоматических процессах, сопутствующих прогрессивному метаморфизму. При прогресивном метаморфизме, как мы подчеркивали, обязательно выделяется достаточно большие количества H_2O ($+CO_2$ и другие «летучие»), способные растворять и в той или иной степени переотлагать полезные компоненты в процессе восходящего движения флюида, которое на прогрессивной стадии неизбежно. В ряде случаев (например, для пегматитов) большую роль играют также сегрегация и перемещение анатектических (палингенных) расплавов. При этом, как правило, вещество лишь переотлагается внутри толщи в разных масштабах: от явлений метаморфической дифференциации до целых зон инфильтрационного метасоматоза (особенно в случае неоднородной проницаемости). Доля вещества, привнесенного из глубин (из мантии), по нашему мнению, в каждом конкретном акте невелика. В этом заключается одно из главных отличий от магматогенных месторождений.

Правда, сами возникающие расплавы, особенно гранитоидные, формируются при процессах регионального метаморфизма в коре, а базитовые — при таких же процессах в мантии. Процессы плавления (как и растворения) характеризуются противоположной по сравнению с кристаллизацией (осаждением) тенденцией к рассеиванию компонентов, и концентрации их могут возникнуть лишь на стадии кристаллизации (разгрузки) *после перемещения* в иные условия и (или) иную среду по сравнению с местом их рождения.

Вся разница, таким образом, заключается по существу в масштабе и частично форме переноса полезных компонентов. Масштабы переноса резко увеличиваются при возникновении магмы, способной к внедрению в верхние этажи (за исключением высоководной анатектической магмы), при этом нередко теряется связь с «первичным» источником рудного вещества. Поэтому достаточно обоснованными выглядят представления Я. Н. Белевцева (1968$_{1,2}$, 1969), А. А. Предовского (1969), А. А. Предовского и др. (1969) о том, что магматогенные гидротермальные растворы являются лишь частным случаем гидротермальных рудообразующих систем и что процессы регионального метаморфизма, «ультраметаморфизма» (анатексиса и гранитизации), «внедренного» магматизма и оруденения тесно взаимосвязаны, так что выделить «первопричину» оруденения довольно трудно.

Таким образом, имеется диалектическое единство процессов с противоположной тенденцией — приблизительно «изохимического» регионального метаморфизма и зон локального метасоматоза, где формируются «метаморфогенно-гидротермальные рудообразующие системы», процессов рассеивания элементов при расплавлении и растворении и процессов, их концентрации при кристаллизации и «разгрузке», процессов анатектического возникновения расплавов, малоспособных перемещаться и создавать рудные концентрации, и процессов внедрения магмы с возникновением магматогенных месторождений. Это сложное переплетение различных процессов порождает множество острых дискуссий.

Среди дискуссионных вопросов метаморфогенного рудообразования можно выделить две группы. Первая группа касается соотношений первичных и переотложенных (метаморфогенно-метасоматических) концентраций вещества. В любом метаседиментогенном месторождении наблюдаются явления переотложения, которые нередко и приводят к формированию промышленных руд. Например, в криворожских в целом метаседиментогенных месторождениях, по подсчетам Я. Н. Белевцева (1963, 1968), около 60% промышленных руд слагают переотложенные (метаморфогенно-метасоматические) образования. Еще более существенна роль процессов переотложения для медно-колчеданных месторождений, где первичные концентрации металлов, как правило, были рассеяны в базальтах. Жаркие дискуссии продолжаются о «первичноосадочном» и «гидротермальном» золоте в месторождениях типа Витватерсранд, в Ленском, Бодайбинском районах, в месторождениях дарварской системы Индии и т. д. Даже в ортометаморфических месторождениях, где первичные концентрации полезного компонента отсутствовали, их промышленные концентрации возникают лишь при благоприятном исходном составе пород. Это справедливо для месторождений мусковита, корунда, рутила, хрусталеносных кварцевых жил и т. п.

Вторая группа дискуссионных вопросов касается происхождения — метаморфогенного или магматогенного —тех месторождений, где роль переноса вещества особенно велика. Она охватывает многие скарново-железорудные, полиметаллические, золоторудные месторождения. Даже в отношении мусковитовых пегматитов до недавнего времени преобладало мнение о невскрытом гранитном батолите, с ореолом которого связаны эти пегматиты (Соколов, 1970). Дискуссируются также вопросы о метаседиментогенном или метаэндогенном (метавулканогенном) про-

исхождении рудного вещества, например, для железистых кварцитов, месторождений Au, Cu, архейских графитов и т. п. Ясно, что для решения таких вопросов необходимо дальнейшее развитие теории и разработка критериев отличия месторождений разного генетического типа, поскольку от их решения зависят правильные прогнозные оценки.

Мы считаем, что решение и этих дискуссионных вопросов будет облегчено, если соответствующие метаморфогенные месторождения будут рассматриваться в тесной связи с метаморфическими формациями — их составом, особенностями локального метасоматоза («геохимического фона»), особенностями метаморфизма (в частности, отношения к метаморфической зональности) и структуры.

Подробный анализ металлогении всех метаморфических формаций не входит в нашу задачу. Это в значительной мере дело будущего, хотя предварительные наметки были сделаны (Добрецов и др., 1969). Поэтому мы проиллюстрируем формационный подход на примере некоторых, более хорошо изученных формаций. Из числа метаморфических формаций рассмотрим с точки зрения их металлогении (т. е. месторождений метаморфогенного генезиса) формации кондалитовую (пример формации архейских щитов), джеспилитовую, андалузит-филлито-гнейсовую (примеры формаций протерозойских подвижных областей), офиолитовую, глаукофан-сланцевую, эклогит-глаукофан-сланцевую из зон глубинных разломов.

Формации архейских щитов, соответствующие двупироксеновой фации B_1, бедны полезными ископаемыми. Промышленные рудные месторождения в них очень редки и основное значение имеют нерудные полезные ископаемые — флогопит, графит, корунд, пьезокварц (в диафторитах). Эту особенность архейских толщ отмечали многие исследователи (Лазько и др., 1968; Лазько, 1959), объясняя ее спецификой процессов в раннем докембрии и (или) особенностями метаморфизма.

Среди формаций двупироксеновой фации наиболее перспективны кондалитовая (на Al, графит, редкоземельные пегматиты), карбонатно-гранулитовая (на флогопит, лазурит, Fe, B), меньше кремнисто-эвлизитовая (Fe) формации. Рассмотрим подробнее особенности состава, метаморфизма и металлогении первых двух формаций.

Кондалитовая формация в нашем понимании (см. табл. 29) соответствует толщам кварцито-глиноземистого состава, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Характерно отсутствие или небольшое количество карбонатных пород и метабазитов. Типичными их представителями являются иенгрская серия Алдана, темрюкская свита Приазовья (Хмарук, Щербаков, 1966; Полуновский, Белевцева, 1969), соответствующие члены гранулитовых комплексов Южной Индии и о. Шри Ланка. Первичные (в том числе высокоглиноземистые) породы этих серий рассматриваются как хемогенно-осадочные, или специфические архейские коры выветривания, или (хотя бы частично) как «рестериты» — продукты дегранитизации нормальных осадочных толщ (Read, 1954).

Джеспилитовая формация, как мы отмечали выше, содержит крупные месторождения железа почти исключительно в протерозойских складчатых образованиях. По первичному составу рудовмещающих пород выделяют несколько осадочных «фаций» (James, 1955; Ходюш, 1969 и др.) — силикатную, карбонатную, магнетитовую, гематитовую, однако при метаморфизме (особенно средне-высокотемпературном) различия между ними стираются (вследствие разложения железистых карбонатов, восстановления гематита и т. п.). Практически достаточно отчетливо различаются лишь железистые толщи, бедные кальцием и богатые кальцием (карбонатами, амфиболом, Ca-пироксеном). Вторая может быть названа карбонатно-железистой подформацией и вмещает сидерит-куммингтонит-магнетитовую рудную формацию (см. табл. 31).

Более характерна она для районов КМА и провинции Квебек в Канаде, тогда как собственно железистая подформация (с гематит-магнетитовой рудной формацией) более характерна для районов Кривого Рога и Гуронской формации в районе Великих озер в США. Эти подформации отличаются и различным проявлением Na метасоматоза с образованием эгирина, рибекита (Глаголев, 1966; Елисеев и др., 1961). Определенные различия намечаются и в разных метаморфических фациях, вследствие чего для Кривого Рога и КМА (Белевцев, 1964; 1968, 1969; Ходюш, 1969 и др.) выделяют низкотемпературные (карбонатно-магнетитовые, хлорит-магнетитовые) и среднетемпературные (куммингтонит- и пироксенсодержащие) руды. Высокотемпературные руды (Приазовье, Белозерский район и др.) отнесены нами к эвлизитовой формации.

Общим для всех этих подразделений, позволяющим объединить их в одну формацию, является наличие метаморфогенных (переотложенных при метаморфизме) массивных руд, которые составляют главную промышленную ценность и могут быть практически одинаковыми (существенно магнетитовыми) в разных субформациях и температурных зонах (Белевцев, 1964, 1969). Среди этих метаморфических руд выделяются неокисленные и окисленные (гематитовые) и различные по форме залегания типы руд.

Примером специфической рудной минерализации, тесно связанной с метаморфизмом, в *зональной андалузит-филлитово-гнейсовой* формации складчатых областей является полиметаллическая и медноколчеданная провинции Швеции, Южной Финляндии и Карелии (Глебовицкий, Турченко, 1970; Сиваев, Попова, 1967; Гейер, 1967; Saksela, 1957; Руденко, 1971; Gavelin, 1955 и др.). Во всех случаях месторождения пространственно и генетически связаны с зональными комплексами андалузит-силлиманитового типа.

Здесь выделяется несколько типов месторождений (Глебовицкий, Турченко, 1970), приуроченных к разным по составу толщам, на основании чего можно выделить две метаморфические подформации. Полиметаллические (существенно медноколчеданные) месторождения типа Фалун (Фалун, Гарпенберг, Ориярви и др.) приурочены к «лептитовой формации», состоящей из кислых первично-вулканогенных пород, Са-пород («скарнослоистые» лептиты), тел амфиболитов и Mg-пород (в том числе кордиерит-жедрит-антофиллитовых метасоматитов). Эти породы залегают в виде «останцов» среди синорогенных гранитоидов. Руды преимущественно халькопирит-пирротиновые, приурочены к сланцам и магнезиальным метасоматитам (кордиерит-антофиллит-медноколчеданная или магнезиально-полиметаллическая рудная формация) реже — к известнякам. По приближении к зоне мигматитов руды обогащаются медью, по удалению — цинком. Большинство рудных тел располагается в зоне андалузит-ставролитовой субфации. Рудоотложение, метаморфизм и гранитообразование считаются близкими по времени. Весь этот комплекс пород может быть объединен в магнезиально-лептитовую подформацию зональной андалузит-филлито-гнейсовой формации. Примеры этой подформации известны и в других районах, например, Хитачи, в южной части плато Абакума (Добрецов и др., 1972), на Алтае (Вавилонское месторождение), месторождение Дактаун в Аппалачах и др.

Полиметаллические месторождения типа Шеллефтео и медноколчеданные месторождения типа Оутокумпу, а также жильные медноколчеданные месторождения карельского типа приурочены к толщам иного состава, характерными членами которых являются метабазиты (первично-вулканогенные породы), метаграувакки или кварциты и черные сульфидно-графитистые сланцы. По данным Гавелина (Gavelin, 1955), все месторождения такого типа в Северной Швеции расположены вблизи

изограды биотита (в субфации B_4в), хотя по другим данным они отмечаются и в андалузит-ставролитовой субфации (B_3а). В Южной Финляндии месторождения приурочены к андалузит-ставролитовой зоне. В обеих случая проявлен интенсивный зеленосланцевый диафторез. В Южной Карелии (Руденко, 1971) рудоконтролирующими в отношении состава является толща графитсодержащих кварц-слюдистых сланцев, метавулканитов среднего-кислого состава и кварцитопесчаников (хотя подстилаются они метабазитами и метаграувакками), в отношении метаморфизма — фация B_3. В то же время сами жильные рудные тела образовались на стадии диафтореза в зонах интенсивного низкотемпературного метасоматоза. Во всех случаях характерны существенно пиритовые руды с переменным количеством халькопирита и сфалерита, иногда арсенопирита, галенита, золота (Болиден в Швеции). Одни авторы связывают оруденение с «гранитизацией», т. е. выносом рудных элементов из зон «гранитизации», (Gavelin, 1955; Руденко, 1971), другие не менее обоснованно — с нашей точки зрения — считают источником рудного вещества сульфидно-графитистые сланцы — «древние сапропели» (Marmo, 1960; Мармо, 1970).

Как подчеркивают В. А. Глебовицкий и С. И. Турченко (1970), специфика каждого месторождения во многом определяется составом вмещающих пород. В то же время в толщах аналогичного состава, в аналогичных структурах, но вне зон субфаций B_3а (или B_4в), вне зональных метаморфических комплексов определенного типа, оруденение не проявляется. Это показывает тесную генетическую связь оруденения и процессов регионального метаморфизма определенного типа.

Металлогения метаморфических формаций зон глубинных разломов достаточно специфична для каждого глубинного разлома, что определяется «сквозным» и длительным характером их развития. Многие месторождения являются здесь явно наложенными и оторванными во времени от метаморфизма. В то же время если рассматривать только метаморфогенные месторождения этих зон, то обнаруживаются отличительные особенности этой группы месторождений, так же как и родственные черты с другими формациями. Последнее особенно касается медноколчеданных (и полиметаллически-медноколчеданных) месторождений офиолитовой и глаукофан-сланцевых формаций, которые имеют много общего с аналогичными месторождениями зональной андалузит-филлит-гнейсовой и зеленосланцевой формаций (в частности, можно отметить частую приуроченность таких месторождений к сульфидно-графитистым сланцам или их контактам с метабазитами).

В то же время устанавливаются и существенные отличия: 1) сульфидные месторождения матаморфических формаций зон глубинных разломов чаще приурочены к собственно вулканогенным (или вообще офиолитовым) образованиям; 2) в одной толще нередко проявляются колчеданные и марганцовые месторождения; 3) марганцовые месторождения силикатного типа более характерны для глаукофан-сланцевых и переходных формаций; 4) в этих же зонах в гипербазитах проявляется хромитовая и никелевая минерализация; 5) нередко пространственно совмещено и более позднее ртутное оруденение. Примером таких соотношений является зональная глаукофан-сланцевая формация.

В пределах зональной глаукофан-сланцевой формации расположены крупнейшие в Японии месторождения марганцовых и медноколчеданных руд, генетически связанных с вулканизмом и метаморфизмом этих толщ. Проявления подобной минерализации известны в Сусунайском поясе на Сахалине, что делает этот район перспективным на Mn и Cu. Необходима постановка специальных исследований и поисково-разведочных работ. С этой же точки зрения необходимо изучить формации Прибрежно-Тайгоносского и Пекульнейского поясов, аккольской формации и ее аналогов в хр. Куртушубинском и Борус. В глаукофан-мета-

базитовой формации также отмечаются отдельные проявления Mn и Cu минерализации, однако крупных месторождений здесь неизвестно. В зональной глаукофан-метабазитовой формации в ассоциирующих серпентинитах найдены хромитовые месторождения (пояс Камуикотан), и в этих же поясах или рядом с ними — наложенная, более молодая ртутная минерализация, в том числе промышленные месторождения (Санбагава, Тянь-Шань, Пенжинский хребет и др.).

Совершенно особняком в плане связи с полезными ископаемыми, стоят фации высоких давлений верхней мантии. Действительно, несмотря на наличие существенных косвенных связей, вынесенные из глубин на поверхность мантийные полезные ископаемые представлены, пожалуй, только одними алмазами.

Поскольку давно установленно, что далеко не все кимберлитовые трубки содержат алмазы, предполагалась связь особенностей химического состава кимберлитов с содержанием в них алмазов (Wagner, 1909; Williams, 1932; Бобриевич и др., 1959; Милашев, 1965; Добрецов и др., 1966). Хотя в этом направлении проделана уже большая работа и даны некоторые определенные рекомендации (Милашев, 1965; Добрецов и др., 1966), эта проблема сталкивается с многочисленными трудностями, обусловленными в основном сложным характером эволюции кимберлитов, их зараженностью ксеногенным материалом и вторичными изменениями, и эта проблема еще далека от своего разрешения.

Поэтому возникает необходимость поисков первичных прямых связей с алмазоносностью. Следует, однако, сразу оговориться, что основным определяющим фактором является глубинность материала, вынесенного кимберлитами в трубке, определяющая вероятность присутствия в ней ксенолитов и минералов, достоверно относящихся к образованиям фации алмазоносных пироповых перидотитов и эклогитов. Это отражено в общем виде разделением кимберлитов на алмазную и пироповую субфации (Милашев, 1965). Однако однозначная диагностика этих субфаций весьма затруднительна, а связи содержания минералов, рассматривающихся в качестве минералов-спутников алмаза, с содержанием алмазов, практически незначимы, за исключением тенденции к положительной связи с хромшпинелидами (Добрецов и др., 1966). Вероятно, было бы точнее именовать пироп и другие минералы тяжелой фракции кимберлита минералами-спутниками кимберлитов, которые в большинстве своем не содержат алмазов.

Наиболее четкий и обоснованный путь выявления действительных спутников алмаза и поисков минералогических критериев алмазоносности, точнее глубинности, кимберлитовых трубок — это сопоставление состава минералов, достоверно относящихся к фации алмазоносных перидотитов и эклогитов с одноименными минералами, в изобилии отмеченными в концентратах трубок (Н. Соболев, 1971). Такое сопоставление позволило выявить четкие отличия, в особенности для магнезиальных гранатов и хромшпинелидов. Эти отличия обусловлены: 1) особенностями высоких давлений и 2) низким парциальным давлением кислорода на глубинах, где образуется алмаз и ассоциирующие с ним минералы. Вследствие этого минералогические признаки глубинности трубок должны рассматриваться в комплексе, так как только соблюдение обоих указанных условий (в комбинации с достаточной концентрацией углерода) может привести к образованию алмаза.

Главным индикатором высоких давлений является перераспределение хрома из окислов в силикаты, важнейшим признаком глубинности — появление богатых хромом и бедных кальцием гранатов, т. е. обогащение пиропов магний-хромовым компонентом (кнорринГитом), а также присутствие практически чистых хромитов почти без Al_2O_3, в парагенезисе с такими гранатами.

Устойчивыми минералогическими признаками, свидетельствующими о низком парциальном давлении кислорода, можно считать не только резкое понижение роли Fe^{3+} в сосуществующих Fe-Ti окислах, но и по аналогии с лунными базальтами (Haggerty et al., 1970) примесь хрома в оливинах, впервые установленную в оливинах из алмазов (Meyer, Boyd, 1970) и из некоторых типов земных ультраосновных пород (Н. Соболев и др., 1971).

Таким образом, необходимо выделение наиболее четких признаков, которые при минимальном наборе, могли бы дать однозначный ответ о глубинности, т.е. о вероятной алмазоносности конкретной кимберлитовой трубки.

К таким признакам нами отнесены особенности состава магнезиальных гранатов, хромшпинелидов и оливинов. Практическая проверка на примере сопоставления состава минералов двух кимберлитовых трубок: алмазоносной и лишенной алмазов (трубки «Удачная» и «Обнаженная») показала значимые отличия по всем без исключения признакам. Сравнительные особенности состава минералов из кимберлитовых трубок «Удачная» и «Обнаженная» показаны ниже.

Диагностические признаки		Трубка «Удачная»	Трубка «Обнаженная»
Наличие малокальциевых хромовых пиропов		Есть	Не обнаружены
Состав хромшпинелидов	Максимальное содержание Cr_2O_3	64,1	52,2
	Максимальная величина Cr/R^{3+}	84,0	69,6
Среднее содержание Cr в оливинах (в виде Cr_2O_3, вес. %)		$0{,}038 \pm 0{,}020$ ($n=25$) Fo=92,5	$<0{,}007$ ($n=10$) Fo=92,3

Необходимо подчеркнуть, что для каждой трубки было изучено более 200 образцов магнезиальных гранатов с переменным содержанием хрома. Интересно также отметить, что при полном сходстве состава оливинов обеих трубок по содержанию форстеритового компонента (а следовательно, и по железистости), они значимо различаются по содержанию примеси хрома. Можно использовать также и дополнительные признаки, такие, как примесь Na_2O в гранатах эклогитовых парагенезисов или K_2O в клинопироксенах, однако, приведенные признаки мы рассматриваем в качестве основных.

Таким образом, использование признаков различия состава одноименных минералов (граната, хромшпинелидов и др.), относящихся к различным фациям высоких давлений, открывает путь к непосредственной оценке глубинности заложения (и возможной алмазоносности) кимберлитовых трубок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ*

Абдулкабирова М. А. Эклогиты Кокчетавского района. Вестн. Каз. фил. АН СССР, 1946, № 2.

Андерсон Дж. Г. К. Докембрий Британских островов. «Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена». Перевод с англ. М., «Мир», 1968.

Афанасьев Г. Д., Плошко В. В., Шпорт Н. П. Эклогит передового хребта Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 187, № 6, 1969.

Байраков В. В. О находке ксенолитов эклогитоподобных пород в лампрофировой дайке Октябрьского щелочного массива. Докл. АН СССР, т. 56, № 3, 1964.

Бакиров А. Б., Добрецов Н. Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе, Изд. «Илим», 1972.

Бакун-Чубарова Н. Гранаты из эклогитов Снежницких гор (Восточные Судеты). В сб. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 2. М., «Наука», 1970.

Бейли Е. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие западной Калифорнии в мезозое. «Геотектоника», 1969, № 3 и 4.

Белев С. М. О кристаллических сериях низких ступеней метаморфизма в юго-западной Болгарии. Восточной Македонии и Юго-Восточной Сербии, 131—141, 1967.

Белевцев Я. Н. Физико-химические условия образования метаморфогенных месторождений. МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геологов, проблема 7, «Эндогенные рудные месторождения», М., «Наука», 1968.

Белевцев Я. Н. Условия образования метаморфогенных месторождений. В сб. «Проблема метаморфогенного рудообразования». Киев, «Наукова Думка», 1969.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.

Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.—Л., Изд. АН СССР, 1963.

Беляевский Н. А. Основные черты стратиграфии западного Куньлуня. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 6.

Бенсон Г., Юн К. Поверхностная энергия и поверхностное натяжение кристаллических твердых тел. В сб. «Межфазовая граница газ — твердое тело». Перевод с англ., М., «Мир», 1970.

Бобриевич А. П. и др. (научн. ред. В. С. Соболев). Алмазные месторождения Якутии. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Бобриевич А. П., Соболев В. С. Эклогитизация пироксеновых кристаллических сланцев архейского комплекса. Зап. Всес. минер. об-ва, т. 86, вып. 1, 1957,

Бобриевич А. П. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М., «Недра», 1964.

Бобриевич А. П., Смирнов Г. И., Соболев В. С. Ксенолит эклогита с алмазами. Докл. АН СССР, т. 126, № 3, 1959.

Богданов Н. А. Палеозой востока Австралии и Меланезии. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 181. М., «Наука», 1967.

Богданов Ю. Б. и др. Региональный метаморфизм докембрийских толщ юго-восточной части Балтийского щита. Сб. «Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы», Киев, «Наукова Думка», 1966.

Богуславский И. С., Рассказчиков А. Н. К геологии кристаллического комплекса восточной окраины хр. Хучжигеин-Нуру в Северной Монголии. Матер. по геологии МНР. М., «Недра», 1966.

Бойко А. К. Доверхнепалеозойский комплекс северо-западного окончания Мармарошского массива. Львов, Изд. Львовск. ун-та, 1970.

Борукаев Ч. Б. Тектоника докембрия Австралии. «Геология и геофизика», 1970, № 8.

---

* Литература, ссылки на которую имеются в тексте, но которая отсутствует в списке, см. в книгах «Фации метаморфизма», «Фации контактового метаморфизма» и «Фации регионального метаморфизма умеренных давлений». Более полный список литературы по глаукофановым сланцам см. в работе Н. Л. Добрецова (1972), по глубинным ксенолитам и фациям мантии — в работе Н. В. Соболева (1973).

Будай Т. и др. Тектоническое развитие Чехословакии, перевод с чешского. М., Изд. иностр. лит., 1963.

Буряк В. А. Зависимость оруденения древних (докембрийских) формаций от региональной метаморфической зональности (Витимско-Патомское нагорье). Докл. АН СССР, т. 163, № 2, 1965.

Буряк В. А. Некоторые особенности метаморфогенного рудообразования. В кн. «Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование». Л., «Наука», 1970.

Буряк В. А., Лобанов М. П., Хренов П. М. Роль глубинных разломов в размещении фаций метаморфизма и эндогенного докембрийского оруденения в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 168, № 2, 1966.

Бэрнем К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии. В сб. «Геохимия гидротермальных рудных месторождений». М., «Мир», 1970.

Васильева В. И. Среднепалеозойские кристаллические сланцы и гнейсы Иртышской зоны смятия. Петрогр. сб. ВСЕГЕИ, № 5, 1963.

Великославинский Д. А., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. Зональность прогрессивного метаморфизма и металлогеническая специализация метаморфических зон. МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1968.

Великославинский Д. А., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. Проблемы металлогении докембрия. В кн. «Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование». М., «Наука», 1970.

Вергилов В. Петроложки изследования на кристаллинните шисти от северните склонове на Централните и Западните Родопи. Изв. ГИ БАН, кн. 8, София, 1960.

Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. Сообщение I. «Геохимия», 1961, № 1.

Виноградов А. П., Кропотова О. И., Устинов В. И. Возможные источники углерода природных алмазов по изотопным данным C_{12}/C_{13}. «Геохимия», 1965_1, № 6.

Виноградов А. П., Ярошевский А. А. О физических условиях зонного плавления в оболочках земли. «Геохимия», 1965_2, № 17.

Виноградов Д. П., Кушев В. Г. Микроструктурные особенности эклогитов. Сб. «Деформации и структуры докембрийских толщ». М., «Наука», 1967.

Вишневская И. И., Трусова И. Ф., Филатова Л. И. Петрография метаморфических пород докембрия Центрального Казахстана. М., «Недра», 1967.

Власов Н. Г., Гниловский Г. В. Докембрийские образования Северного Памира. Докл. АН СССР, т. 189, № 1, 1969.

Воинов А. С., Богданов Ю. Б. Химизм и условия образования архейских и протерозойских метаморфических осадочных пород Восточной Карелии. «Вестник Ленингр. ун-та», 1968, № 18.

Гаврилова С. П. Парагенетический анализ метаморфических образований северо-западной части Иртышской зоны смятия. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1959, № 12.

Гансер А. Геология Гималаев. М., изд. «Мир», 1967.

Гарифулин Л. Л. О параморфозах кианита по андалузиту (хиастолиту) из Вороньих тундр. Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 21, вып. 4, 1967.

Гейер П. Докембрий Швеции. В сб «Докембрий Скандинавии», М., «Мир», 1967.

Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. «Геология рудных месторождений», 1960, № 1.

Гитар Ж. К вопросу о герцинском регинсальном метаморфизме палеозоя и докембрия восточных Пиренеев. В кн. «Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование». Л., «Наука», 1970.

Глебовицкий В. А., Турченко С. И. Некоторые проблемы металлогении протерозойских подвижных поясов Балтийского щита. В кн. «Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование». Л., «Наука», 1970.

Годзевич Б. Л. Полиметаморфизм нижнепротерозойских образований в бассейне р. Гилюя. Сб. «Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР», Хабаровск, 1967.

Годовиков А. А. Отношение CaO : MgO : FeO и минеральный состав эклогитов. Докл. АН СССР, т. 179, № 3, 1968.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965.

Грачев В. А., Грачева А. М. Появление кианит- и корундсодержащих пород в Салдинском гнейсовом комплексе. Сб. «Геология и полезные ископаемые Урала», ч. I, Свердловск, 1969.

Грин Д. Х. Минералогия двух норвежских эклогитов. В сб. «Очерки физико-химической петрологии». М., «Наука», 1969.

Гурулев С. А. Дистеновые кристаллические сланцы и их диафториты бассейна р. Тыи (Северное Прибайкалье). «Геология и геофизика», 1964, № 8.

Гутенберг Б. Физика земных недр. М., Изд. иностр. лит., 1963.

Давыдченко А. Г. Метаморфическая зональность и петрологическое взаимоотношение ваханской серии и рушанского комплекса (Юго-Западный Памир). Докл. АН СССР, т. 168, № 6, 1966.

Дворкин-Самарский В. А. О формационном принципе составления металлогенических и прогнозных карт метаморфогенных месторождений. В кн. «Проблема метаморфогенного рудообразования». Киев, «Наукова Думка», 1969.

Денисов Е. П. Включения ультраосновных пород в щелочных базальтоидах — возможный индикатор состава верхней мантии. В сб. «Проблемы строения земной коры и верхней мантии». М., «Наука», 1970.

Де Ровер В. П. Некоторые проблемы происхождения глаукофана и лавсонита. В сб., посвящ. В. С. Соболеву, «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 2. М., «Наука», 1970.

Джавахишвили Ш. И. О взаимоотношении прогрессивного и регрессивного метаморфизма в кристаллических сланцах южного склона Большого Кавказа. Сб. «Геология Грузии». Тбилиси, 1964.

Дибров В. Е. Геология центральной части Восточного Саяна. М., «Недра», 1964.

Димитров Г. Х. Метаморфические и ультраметаморфические формации среднего Побужья и возможность их изучения геофизическими методами. «Геологический журнал», т. 31, вып. 3, 1971.

Дмитриев Э. А. Ксенолиты эклогитов в трубках взрыва щелочных пород на Памире. Докл. АН СССР, т. 169, № 6, 1967.

Добрецов Н. Л. Лавсонит-глаукофановые и глаукофановые сланцы СССР и некоторые проблемы метаморфизма орогенических поясов. МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геологов, пробл. 3, «Орогенические пояса». М., «Наука», 1968.

Добрецов Н. Л. Типы регионального метаморфизма северо-западной части Тихоокеанского складчатого обрамления. В сб. «Метаморфические пояса СССР». Л., «Наука», 1971.

Добрецов Н. Л. Глаукофан-сланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР и их генезис. Новосибирск, «Наука», 1973.

Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Новые данные о составе и возрасте фундамента Зайсанской геосинклинали. «Геология и геофизика», 1969_1, № 3.

Добрецов Н. Л., Курода Й. Геологические закономерности глаукофанового метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского складчатого обрамления. «Геология и геофизика», 1969_2, № 12.

Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Эклогиты в метаморфических толщах Урала, Казахстана и Тянь-Шаня и их генезис. В сб., посв. В. С. Соболеву, «Пробл. петрологии и генетической минералогии», т. 2. М., «Наука», 1970_1.

Добрецов Н. Л., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. Динамика регионального метаморфизма для модели простого погружения коры океанического типа. «Геология и геофизика», 1970_2, № 10.

Добрецов Н. Л., Костюк Е. А. и др. Несмесимость в ряду Na—Ca амфиболов и их классификация. Докл. АН СССР, т. 199, № 3, 1971_1.

Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н. Несмесимость в ряду Na — Ca пироксенов. Докл. АН СССР, т. 201, № 1, 1971_2.

Добрецов Н. Л. и др. Особенности минералогии и генезиса эклогит-глаукофансланцевых комплексов (на примере Южного Урала). «Геология и геофизика», 1971_3, № 10.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., «Недра», 1972.

Долгов Ю. А. Включения в минералах метаморфических пород как показатель условий метаморфизма. В сб., посв. В. С. Соболеву, «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 2. М., «Наука», 1970.

Долгов Ю. А., Мельгунов С. В., Шугурова Н. А. Термодинамические условия формирования метаморфических пород Южно-Чуйского хребта (Юго-Восточный Алтай). Докл. АН СССР, т. 192, № 4, 1970.

Домарев В. С. Об эволюции процессов рудообразования в истории Земли. В сб. «Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования». Л., «Наука», 1967.

Домарев В. С. Некоторые особенности металлогении докембрия. В кн. «Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование». М., «Наука», 1970.

Другова Г. М. Метаморфизм и ультраметаморфизм нижнедокембрийских пород в зоне становой орогении. Тр. Якут. фил. Сиб. отд. АН СССР, серия геол., сб. II, 1962.

Другова Г. М. Статистическое исследование зависимости минерального состава пегматитов от степени метаморфизма и состава вмещающих пород. «Вопросы геол., петрол. и металлоген. метаморф. комплексов Востока СССР», Владивосток, 1968.

Дюфур М. С., Попова В. А., Кривец Т. Н. Альпийский метаморфический комплекс восточной части Центрального Памира. Изд. ЛГУ, 1970.

Егоров А. Е., Шашкина В. П. Метаморфические образования Сусунайского хребта (Южный Сахалин). В кн. «Геология зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1966.

Егоров А. Е., Добрецов Н. Л. и др. О глаукофановых сланцах о. Сахалина. Докл. АН СССР, т. 175, № 3, 1967.

Егоров А. Е., Егорова М. Г., Подзорова Д. И. Петрографическая и петрохимическая характеристика метаморфических пород о. Сахалин и некоторые вопросы их происхождения. Тр. СахКНИИ, вып. 22, 1969.

Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П. Эклогиты в сланцах и гнейсовых сериях докембрия. В сб. «Геология докембрия». Л., «Наука», 1968.

Елистратов Ю. М. О глаукофановых сланцах Теректинского горста (Горный Алтай). Изв. Алтайск. отд. геогр. об-ва СССР, вып. 14, 1970.

Ефимов И. А. Закономерности распространения и образования пород эклогитовой формации Северного и Южного Казахстана. В кн. «Физико-химические условия магматизма и метасоматоза». Тр. 3-го Всес. петрограф. совещ., М., «Наука», 1964.

Ефимов И. А. Стратиграфия и фации метаморфизма пород низов докембрия Кокчетавской глыбы. Изв. АН КазССР, серия геол., № 1, 1968.

Ефимов И. А., Бурд Г. И. Региональный метаморфизм, возраст и условия формирования некоторых глубинных пород докембрия Мугоджар. «Советская геология», 1970, № 11.

Ефимова Э. С. Твердые включения в якутских алмазах. Совещ. по геол. алмазных месторождений Якутии (тезисы), Якутск, 1961.

Жданов В. В. Две генерации кианита в гнейсах Беломорского комплекса. Зап. Всес. минер. об-ва, т. 88, вып. 5, 1959.

Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях. В сб. «Колчеданные месторождения Урала». М., Изд. АН СССР, 1950.

Загородный В. Г. Друзиты северо-западной части Кольского п-ова (Печенгский район). Вопр. геол. и минер. Кольск. п-ова, вып. 4, 1963.

Заридзе Г. М. Эндогенные формации орогенных областей. М., «Недра», 1970.

Зотов И. А. Режим температуры и давления при метаморфизме пород кристаллического комплекса Юго-Западного Памира. Докл. АН СССР, т. 177, № 5, 1967.

Игумнов А. Н., Кожевников К. Е. Уральские месторождения дистена. Тр. ВИМС, вып. 90, 1935.

Ильвицкий М. И., Колбанцев Р. В. Парагенетические типы и статистический анализ химизма оливинов. Докл. АН СССР, т. 179, № 6, 1968.

Кадик А. А. Конвекционный перенос тепла и вещества в магматических телах значительной радиальной протяженности в гравитационном поле Земли. Матер. IV Всес. петрог. совещ., Баку, 1969.

Казак А. П., Чесноков Б. В. Об энстатитовой породе из области развития эклогитов на Южном Урале. Тр. Ин-та геол. УФ АН СССР, вып. 70, 1965.

Карпов И. К., Другов Г. М. О метаморфической зональности вмещающих пород мамского пегматитового поля. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1966.

Кейльман Г. А. Геологическое строение Уфалейского гранитного массива «Советская геология», № 10, 1963.

Кейльман Г. А. Основные черты геологии гнейсово-мигматитовых комплексов Урала. Сб. «Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала», т. V. Свердловск, 1969.

Кейльман Г. А., Нечеухин В. М. Главные типы регионального метаморфизма на Урале и проблемы их дальнейшего изучения. В кн. «Метаморфизм горных пород Урала». Свердловск. 1970.

Кекелия С. А., Махарадзе А. И. К вопросу о региональной метаморфической зональности и взаимоотношении метаморфических фаций в геосинклинальных образованиях Большого Кавказа. Докл. АН СССР, т. 191, № 3, 1970.

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

Кепежинскас К. Б., Хлестов В. В. Метаморфические ступени низко- и среднетемпературных метапелитов высоких давлений. Докл. АН СССР, т. 190, № 4, 1970_1.

Кепежинскас К. Б., Хлестов В. В. Сравнение химизма метаморфических пород различных температурных ступеней (на примере района среднего течения реки Бол. Патом). «Геология и геофизика», 1970_2, № 10.

Кепежинскас К. Б., Мельгунов С. В. Сопоставление химизма метапелитов различных температурных ступеней метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта (Горный Алтай). «Геология и геофизика», 1971, № 2.

Кепежинскас К. Б. и др. Соотношение распределения температур и давлений при метаморфизме докембрийских пород северного склона хребта Хан-Хухэй (МНР). Докл. АН СССР, т. 205, № 4, 1972.

Кожухаров Д. Е. Стратиграфия на докембрийските метаморфни комплекси в Централните Родопи. Автореф. дисс., София, 1968.

Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. В кн. «Слюды СССР», ОНТИ НКТП СССР, Л.-М., 1937.

Коржинский Д. С. Сессия АЗОПРО в Австрии. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1966.

Кориковский С. П. Образование некоторых типов дистеновых и силлиманитовых пород путем кислотного выщелачивания. Пробл. изуч. геологии докембрия. М., «Наука», 1967.

Костов И., Иванов И., Петрусенко С. Дистеново находище при с. Чепеларе, Смолянско. «Тр. Геол. Бълг., сер. геохим. и полезн. иск.», кн. 3, 1962.

Коулмен Р. Дж., Кларк Дж. Р. Пироксены в глаукофановых сланцах Калифорнии. Пробл. петрологии и генетической минералогии, т. 2. М., «Наука», 1970.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.— Л., Изд. АН СССР, 1963.

Кропотова О. И., Федоренко Б. В. Изотопный состав углерода алмаза и графита из эклогита. «Геохимия», 1970, № 10.

Крюков А. В. Инклюзии пиропового перидотита, как индикаторы связи кимберлитов со щелочными базальтоидами. МГК, XXIII сессия. Сб. «Кора и верхняя мантия», пробл. I. М., «Наука», 1968.

Кудрявцев В. А., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. Плавление пород в условиях слоисто неоднородной среды и градиента температур. «Геология и геофизика», 1967, № 12.

Кудрявцев В. А., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. К динамике процессов регионального метаморфизма и палингенеза. «Геология и геофизика», 1969, № 6.

Кузнецов Ю. А. Енисейский кряж. В сб. «Стратиграфия СССР. Нижний докембрий». М., Госгеолтехиздат, 1963.

Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. В сб. «Проблемы петрологии и генетической минералогии». М., «Наука», 1969.

Кузнецова Ф. В. Метаморфические и магматические породы южной части Байкало-Патомского нагорья. В кн. «Петрография Восточной Сибири», т. II. М., Изд. АН СССР, 1962.

Куно Х., Курода Й. Метаморфизм плато Абакума со специальным рассмотрением сосуществования андалузита, кианита и силлиманита. «Очерки физико-химической петрологии». М., «Наука», 1969.

Кутолин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. М., «Наука», 1969.

Куширо И. Состояние H_2O в верхней мантии. В сб. «Пробл. петрологии и генетической минералогии», т. I. М., «Наука», 1969.

Лазько Е. М. Особенности архейской металлогении. В сб. «Пробл. метаморфогенного рудообразования». Киев, «Наукова Думка», 1969.

Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А. О формациях высоко метаморфизованных комплексов раннего докембрия. МГК, XXIII сессия, проблема 4. «Геология докембрия». Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1965.

Лазько Е. М. и др. Формации суперкрустальных пород и принципы их выделения. В сб. «Принципы составления карт метаморфизма и некоторые общие проблемы петрологии». Новосибирск, «Наука», 1972.

Лебедев В. И. Некоторые результаты изучения гранатов метаморфизованных основных пород и гнейсов Беломорья. Вестник ЛГУ, № 18, 1959.

Лейпунский О. И. Об искусственных алмазах. Успехи химии, т. 8, вып. 10, 1939.

Ленных В. И. Петрография, особенности метаморфизма и абсолютный возраст пород максютовского комплекса. В сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. I Уральск. петрог. совещ., т. III. Свердловск, 1963.

Лобач-Жученко С. Б. Метасоматические амфиболовые породы кварцито-гнейсовой свиты мамской серии. Тр. Лаб. геол. докембрия, вып. 9, 1960.

Лодочников В. Н. Первый лавсонит в Союзе. Изв. АН СССР, серия геол., вып. 1, 1941.

Лутц Б. Г. Реакции эклогитизации в глубинных породах. «Геология рудных месторождений», 1965, № 5.

Лутц Б. Г., Минеев Д. А. Парагенетический анализ, геохимия и минералогия метаморфических пород Уфалейского массива на Урале. Сб. «Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций». М., «Наука», 1967.

Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968.

Люстих Е. Н. О возможности использования теории акад. О. Ю. Шмидта в геотектонике. Докл. АН СССР, т. 59, № 8, 1948.

Ма Си-Юань и др. Основные особенности геологического строения гор Утайшань. «Древнейшие породы Китая». Перевод с китайского. М., Изд. иностр. лит., 1962.

Магницкий В. А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М., «Наука», 1968.

Мануйлова М. М., Васьковский Д. П., Гурулев С. А. Геология докембрия Сев. Прибайкалья. М.— Л., «Наука», 1964.

Маракушев А. А. О метаморфических фациях и формациях. Тезисы доклада на I сессии ДВ совета по координации и планированию научн.-исследов. работ, вып. 3, геология, география. Владивосток, 1962.

Маракушев А. А. Система метаморфических минеральных фаций. Матер. IV Всес. петрог. совещ., Баку, 1969.

Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. Тр. ИГиГД. М., «Наука», 1971.

Марков В. К. и др. Превращение флогопита при высоких давлениях и температурах. Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 6.

Масленников В. А. Докембрийская кристаллическая толща юго-западного Памира. Тр. ЛАГЕД, вып. 5, 1955.

Матвеевская А. Л. Тектоника докембрия Западной Европы. «Геология и геофизика», 1970, № 8.

Машковцев С. Ф. К вопросу о беломорских друзитах. Тр. Ленингр. об-ва естествоисп., т. 57, вып. 4, 1927.

Медведева И. Е. Парагенетический анализ некоторых метаморфических пород Макбальского поднятия в Северном Тянь-Шане. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1960_1, № 10.

Медведева И. Е. Генезис эклогитов Макбальского поднятия (Северный Тянь-Шань). Изв. вузов, «Геология и разведка», 1960_2, № 11.

Милашев В. А. Родственные включения в кимберлитовой трубке «Обнаженная» (бас. р. Оленек). Зап. Всес. Минер. об-ва, вып. 3, 1960.

Милашев В. А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. Тр. НИИГА, т. 139, 1965.

Милашев В. А., Шульгина Н. И. Новые данные о возрасте кимберлитов Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 127, № 6, 1959.

Мирская Д. Д. О генезисе амфиболитов свиты Кейв. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 3, 1960.

Митропольский А. С., Кулик Н. А., Мельгунов С. В. О происхождении зоны метаморфических пород Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае. Матер. по генет. и экспер. минералогии, т. 5, 1967.

Михайлов Н. П., Ровша В. С. О влиянии давления на парегенезис ультрабазитов. Докл. АН СССР, т. 160, № 5, 1965.

Мишкин М. А. Особенности развития метаморфических зон западной части Тихоокеанского пояса. В сб. «Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока», Владивосток, 1968.

Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С. Проявления метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1962.

Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., «Наука», 1967.

Московченко Н. И. Эволюция процессов метаморфизма Северо-Карельского складчатого пояса. Автореф. канд. дисс., Л., 1968.

Мушкин И. В., Брейвинская В. М. Ксенолиты глубинных пород в трубках Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). «Советская геология», 1969, № 3.

Никаноров А. С., Михайлов И. И. О температурах образования крупнокристаллического мусковита в слюдоносных пегматитах. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 93, вып. 3, 1964.

Никаноров А. С., Михайлов И. И. О составах гранатов из пегматитов и метаморфических пород Беломорского комплекса. Зап. Всес. минер. об-ва ч. 98, № 6, 1969.

Николаев В. А. Метаморфические комплексы в структурно-фациальных зонах подвижных поясов земной коры. В кн. «Методика геол. картирования метаморфических комплексов». М., Изд. АН СССР, 1957.

Николаев В. А., Масленников В. А. Памир и Тянь-Шань. В кн. «Стратиграфия СССР. Нижний докембрий». М., Госгеолтехиздат, 1963.

Орлов Ю. Л. Сингенетические и эпигенетические включения в кристаллах алмаза. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 10, 1959.

Павловский Е. В. Краткий очерк докембрия и нижнего палеозоя Шотландских нагорий. Изв. АН СССР, серия геол., 1958.

Панкратов А. А. О гранатах из кимберлитовых трубок Якутии. Зап. Восточно-Сибирского отделения МОИП, вып. 2, 1960.

Парфенов Л. М. Тектоника докембрия Евразии. «Геология и геофизика», 1970, № 8.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. «Геотектоника», 1969, № 4.

Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970.

Перчук Л. Л. и др. Генезис эклогитов Кокчетавской глыбы. Докл. АН СССР, т. 186, № 2, 1969.

Петров Б. В., Макрыгина В. А. Прогрессивный зональный метаморфизм в Патомском нагорье. Сб. «Региональный метаморф. и метаморфог. рудообразование», Л., «Наука», 1970.

Пинаева Н. И. Редкие парагенезисы в породах колчеданной формации Северной Карелии. Сб. «Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование». Л., «Наука», 1970.

Половинкина Ю. Ир. Существуют ли метаморфические формации? В кн. «Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование». Л., «Наука», 1970.

Пономарева Л. Г., Добрецов Н. Л. Жадеитсодержащие и другие миндалины в метаэффузивах Северо-Западной Камчатки. Докл. АН СССР, т. 167, № 3, 1966.

Портнов А. М., Жаднова Т. П. Ильменитсодержащие метаморфические сланцы Патомского нагорья. Изв. АН СССР, № 2, 1969.

Предовский А. А. Некоторые геологические и геохимические условия формирования метаморфогенно-гидротермальных рудовмещающих систем. В сб. «Проблема метаморфогенного рудообразования». Киев, «Наукова Думка», 1969.

Предовский А. А., Петров В. П. Особенности методики и некоторые результаты геолого-геохимических исследований докембрийских образований Северного Приладожья. В кн. «Проблемы изучения геологии докембрия». Л., «Наука», 1969.

Проблемы эндогенных месторождений, вып. 1. Перевод с англ. и нем. М., Изд. иностр. лит., 1960.

Пэк А. А. О динамике ювенильных растворов. М., «Наука», 1968.

Рамдор П. О метаморфизме и вторичной мобилизации, перевод с нем. В сб. «Рудные регенерированные месторождения», М., Изд. иностр. лит., 1957.

Родионов Г. Г. Типы слюдоносных пегматитовых тел и их промышленная оценка. Госгеолтехиздат, М., 1959.

Родыгин А. И. Докембрий Горного Алтая. Томск, Изд. Томск. ун-та, 1969.

Розен О. М. Гиперстеновые гранулиты в докембрии Кокчетавского массива. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 95, вып. 5, 1966.

Россовский Л. Н., Зильберфарб Л. С. Шпинель-форстеритовые образования в магнезитовых мраморах месторождения благородной шпинели Кухилал. Матер. по геол. Памира, вып. 1. Душанбе, Изд. АН ТаджССР, 1963.

Руденко В. Е. Геология нижнепротерозойской колчеданоносной провинции (Южная Карелия). Автореферат канд. дисс., ЛГУ, 1971.

Рутланд Р. У. Р. Избыточное тектоническое давление. В кн. «Природа метаморфизма», перевод с англ. М., «Мир», 1967.

Саранчина Г. М. Оливиновые габбро-нориты (друзиты) Керетского района (Беломорье). Уч. зап. ЛГУ, № 93, 1946$_1$.

Саранчина Г. М. Об амфиболитовых и эклогитовых породах губы Кейв и губы Кузокоцкой Белого моря. Сб., посвящ. Д. С. Белянкину. М., Изд. АН СССР, 1946$_2$.

Сарсадских Н. Н. О неоднородности вещества верхней мантии. Докл. АН СССР, т. 193, № 6, 1970.

Сарсадских Н. Н., Ровша В. С., Благулькина В. А. Минералы включений пироповых перидотитов в кимберлитах Даалдыно-Алакитского алмазоносного района. Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 40, 1960.

Сарсадских Н. Н., Благулькина В. А., Силин Ю. И. Об абсолютном возрасте кимберлитов Якутии Докл. АН СССР, т. 168, № 2, 1966.

Семененко Н. П. Металлогения докембрия. «Советская геология», 1962, № 2.

Сидоренко А. В. Некоторые вопросы изучения докембрия. В сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 2. М., «Недра», 1967.

Сидоренко А. В., Лунева О. Н. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М., Изд. АН СССР, 1961.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969.

Смыслов А. А. Значение данных о радиоактивности и теплопроводности горных пород при металлогенических исследованиях. Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1960.

Соболев В. С. Особенности магматических проявлений и металлогении платформ на примере формации сибирских траппов. МГК, XVII сессия. Тезисы докладов, 1937.

Соболев В. С. О терминах «щелочной пироксен» и «щелочной амфибол». Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 5, 1951$_1$.

Соболев В. С. Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, о. Борнео и Северной Америки. М., «Госгеолиздат», 1951$_2$.

Соболев В. С. Условия образования месторождений алмазов. «Геология и геофизика», 1960$_1$, № 1.

Соболев В. С. Об инконгруэнтности плавления минералов, образующихся при изменении давления. Докл. АН СССР, т. 156, № 2, 1964.

Соболев В. С., Соболев Н. В. Ксенолиты в кимберлитах северной Якутии и вопросы строения мантии Земли. Докл. АН СССР, т. 158, № 1, 1964.

Соболев В. С., Соболев Н. В. О хроме и хромсодержащих минералах в глубинных ксенолитах кимберлитовых трубок. «Геология рудных месторождений», 1967, № 2.

Соболев В. С. и др. Ксенолиты алмазоносных пироповых серпентинитов из трубки «Айхал», Якутия. Докл. АН СССР, т. 188, № 5, 1969.

Соболев В. С. и др. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса. «Геология и геофизка», 1970, № 4.

Соболев Н. В. О происхождении алмазоносных эклогитов. «Геология и геофизика», 1970, № 12.

Соболев Н. В. О минералогических критериях алмазоносности кимберлитов. «Геология и геофизика», 1971_1, № 3.

Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Автореф. докторской дисс., Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск, 1971_2.

Соболев Н. В. и др. Ассоциация оливин—гранат—хромдиопсид из якутского алмаза. Докл. АН СССР, т. 192, № 6, 1970.

Соболев Н. В., Лодочникова Н. В. К минералогии гранатовых перидотитов. «Геология и геофизика», 1962, № 6.

Соболев Н. В., Кузнецова И. К. Новые данные по минералогии эклогитов из кимберлитовых трубок Якутии. Докл. АН СССР, т. 163, № 2, 1965.

Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н. Особенности содержания элементов-примесей в минералах ксенолитов из кимберлитовых трубок как критерий их глубинности. Тезисы Межд. геохим. конгресса, М., 1971.

Соболев Н. В., Вархрушев В. А. Сульфиды в пироповых перидотитах из кимберлитов Якутии. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 96, вып. 4, 1967.

Соболев Н. В. и др. Хромовые пиропы из алмазов Якутии. Докл. АН СССР, т. 189, № 1, 1969.

Соболев Н. В. и др. Особенности состава минералов, ассоциирующих с алмазами трубки «Мир», Якутия. Зап. Всес. минер. об-ва, вып. 5, 1971_1.

Соболев Н. В. и др. Состав гранатов и пироксенов в уральских алмазах. Докл. АН СССР, т. 198, № 1, 1971_2.

Соботович Э. В., Гращенко С. М., Ефимов И. А. О возрасте и происхождении эклогитов Кокчетавского антиклинория (Северный Казахстан). «Геология и геофизика», № 7, 1968.

Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., «Наука», 1970.

Соколов Ю. М., Мануйлова М. М., Великославинский Д. А. Закономерности пространственного размещения и некоторые вопросы генезиса слюдоносных, керамических и редкометальных пегматитов Северо-Байкальского нагорья. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов, проблема 4. М., «Наука», 1964.

Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. Тектоно-метаморфические циклы в развитии докембрийских метаморфических поясов и их металлогеническая специализация. В сб. тезисов «Принципы составления карт метаморфизма», Новосибирск, 1971.

Соловьев С. П. О зональности кристаллических сланцев Кавказа и ее генезисе. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 87, вып. 6, 1958.

Соловьев Д. С. Интрузия нефелиновых сиенитов на Земле королевы Мод. Сб. «Антарктика». М., «Наука», 1965.

Субботин С. И., Наумчик Г. А., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. Киев, «Наукова Думка», 1968.

Судовиков Н. Г. Материалы по геологии юго-западной части Кольского полуострова. Тр. Ленингр. геол. треста, вып. 10, 1935.

Судовиков Н. Г. Метаморфогенное рудообразование. «Советская геология», 1965_1, № 1.

Судовиков Н. Г. (ред.) Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., «Наука», 1965_2.

Судовиков Н. Г. и др. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., «Наука», 1970.

Суслова С. Н. Парагенетический анализ кристаллических сланцев Западных Кейв. В сб. «Материалы по минералогии Кольского п-ова», вып. 2, № 2. Кировск, 1962.

Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М.— Л., Госгеолтехиздат, 1955.

Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. Перевод с англ. М., Изд. иностр. лит., 1951.

Тимонина Р. Г. Дистен-хлоритоидные породы бассейна р. Кожим (Приполярный Урал). «Вопросы геол. и магматизма Урала». Свердловск, 1970.

Токарев В. А. К геологической истории и структуре зоны Колмозеро-Воронья. Сб. «Магматизм и геология Кольского п-ова». М., Госгеолтехиздат, 1963.

Трусова И. Ф. Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Кокчетавского массива. «Советская геология», сб. 51, 1956.

Удинцев Г. Б., Чернышева В. И. Образцы пород верхней мантии Земли из рифтовой зоны Индийского океана. Докл. АН СССР, т. 165, № 5, 1965.

Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала. М., «Наука», 1971.

Файф У. С. Метод петрологии. В сб. «Проблемы петрологии и генетической минералогии». М., «Наука», 1969.

Ферхуген Дж. Распределение температур и тепловой поток при региональном метаморфизме. Сб. «Физико-хим. проблемы. формир. горн. пород и руд», т. 1. М., Изд. АН СССР, 1961.

Филатова Л. И Докембрий Улутау. М., Изд. МГУ, 1962.

Фирсов Л. В., Соболев Н. В. Об абсолютном возрасте ксенолита эклоги-

та из кимберлитовой трубки «Обнаженная». «Геология и геофизика», 1964, № 10.
Францессон Е. В. Петрология кимберлитов. М., «Недра», 1968.
Футергендлер С. И. Рентгенографическое изучение твердых включений в уральских и якутских алмазах. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 40, 1960.
Футергендлер С. И., Франк-Каменецкий В. А. Ориентированные вростки оливина, граната и хромдиопсида в алмазах. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 90, вып. 2, 1961.
Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., «Недра», 1966.
Харькив А. Д., Маковская Н. С. Хром и титан из кимберлитов Якутии. Докл. АН СССР, т. 193, № 1, 1970.
Хильтова В. Я. Метаморфизм бирюсинской и дербинской серий и его абсолютный возраст. Тр. ЛАГЕД, вып. 12, 1961.
Хитаров Н. И., Кадик А. А., Лебедев Е. В. Растворимость воды в расплаве базальта. «Геохимия», 1968, № 7.
Хлестов В. В. Значение неравносторонних давлений при метаморфизме. В сб. «Проблемы петрологии и генетической минералогии». М., «Наука», 1969.
Ходюш Л. Я. Генетическая классификация железистых кварцитов докембрия. В сб. «Проблема метаморфогенного рудообразования». Киев, «Наукова Думка», 1969.
Хольтедаль У. Геология Норвегии. Перевод. с англ., т. I. М., Изд. иностр. лит., 1957.
Хорева Б. Я. О возрасте метаморфических пород Курчумско-Кальджирского водораздела (юго-восточная часть Иртышской зоны сметия). Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1965.
Хорева Б. Я. Принципы выделения и классификации метаморфических и плутоно-метаморфических формаций. Докл. АН СССР, т. 176, № 5, 1967.
Хорева Б. Я. Генетическая типизация процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма как основа формационного и металлогенического анализа метаморфических пород. В сб. тезисов «Принципы составления карт метаморфизма», Новосибирск, 1971.
Чекалюк Э. Б. Термодинамика нефтяного пласта. М., «Недра», 1965.
Чесноков Б. В. Рутилсодержащие эклогиты Шубинского месторождения на Южном Урале. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 4, 1959.
Чесноков Б. В. Эклогиты Южного Урала и их практическое значение. — В кн. «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала», т. 3. Свердловск, 1963.
Чесноков С. В. Ларинский и Миасский гнейсовые купола Восточно-Уральского антиклинория и их эволюция. Автореф. канд. дисс., Свердл. горный ин-т, 1967.
Чхотуа Г. Р. К петрографии древних основных и ультраосновных пород верховьев р. Кодори в Абхазии. Бюлл. Геол. Ин-та Грузии, т. III, вып. 1, 1938.
Чхотуа Т. Г., Думбадзе Г. Д., Адамия Ш. А. Метаморфиты северо-западной части Главного хребта Большого Кавказа (Абхазия). Тезисы докл. III конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, Ессентуки, 1968.
Шанин Л. А. и др. О возрасте метаморфических толщ ваханской серии (юго-западный Памир). Докл. АН СССР, т. 189, № 4, 1969.
Шатский Н. С. Избранные труды, т. 3. М., «Наука», 1965.
Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
Шмакин Б. М. Мусковитовые и редкометально-мусковитовые пегматиты Индии. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1970.
Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. Перевод с нем. М., Изд. иностр. лит., 1958.
Шуркин К. А. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 14, 1962.
Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Главные типы магматогенных и ультраметогенных формаций раннего докембрия СССР и принципы их выделения. В кн. «Геологические формации (матер. к совещ.)», Л., ротопринт ВСЕГЕИ, 1968.
Щелчкова С. Г., Бровкин А. А. О «титаноливине» из кимберлитов Сибири. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 98, вып. 2, 1969.
Эрнст У. Г. Распределение элементов тектонических включениях голубых сланцев из серпентинитов в Калифорнийских Береговых хребтах и дискуссия о тектонике голубых сланцев. В сб., посвящ. В. С. Соболеву. «Проблемы петрологии и генетической минералогии». М., «Наука», 1970.
Эскола П. Докембрий Финляндии. В сб. «Докембрий Скандинавии». М., «Мир», 1967.
Alderman A. Eclogites in the neighbourhood of Glenelg, Invernesshire. Q. J. G. S. Lond., 92, 1936.
Allen J. B., Deans T. Ultrabasic eruptives with alnoitic-kimberlitic affinities from Malaita, Solomon Islands. Miner. Mag., 34, 1965.
Alsac C., Joo J., Moine B. Contribution a l'etude mtamorphique et structurelle du Bongolava de Miandarivazo (centre le Madagascar) C. R. Semaine geol. Tabanarive, 1964.
Althaus E. a. o. An experimental reexamination of the upper stability limit of muscovite plus quartz N. Jb. Min., Mh., Hft. 7, 1970.

Amma S., Akiba C. Geology of the area along the Arun river and Dudh Kosi, East Nepal. Journ. Geol. Soc. Jap., 73, 1967.

Anderson D. L., Sammis C. Partial melting in the upper mantle. Phys. Earth Planet. Inter., vol. 3, 1970.

Andrews J. R, Emeleus C. H. Preliminary account of kimberlite intrusions from the Frederikshab district, South — West Greenland. Gronl. Geol. Unders. Rp. 31, 1971.

Angel F. Einige ausgewahlte Probleme eklogitisches Gesteinsgruppen der österreichischen Ostalpen. N. Jb. Min. Abh., 91, 1957.

Angel F., Schaider F. Granat und Omphazit aus dem Eklogit des Gertrusk (Saualpe, Kärnten). Carinthia II, Naturweiss. Beitr. Kärnt, 58—60, 1950.

Anthonioz P. M. Geologie sommaire de la region de Morais (Transos—Montes, Portugal). Leidse. Geol. Med., 36, 1966.

Anthonioz P. M. L'unite de Bragansa (Trans-os-Montes, Portugal) metamorphisme et tectonique. C. R. Ac. Sci. Paris, 264, 1967.

Aubuun J., Brousse R., Lehman J. P. Precis de geologie. T. 1. Petrologie, Dunod, Paris, 1968.

Autran A. Description de l'association minerale metamorphique jadeite+quartz, decouverte a «San Andrea di Cotone dans les schistes lustres» a glaucophane de Corse. Bull. Soc. Fr. Min. Crist., 1964.

Autran A., Guitard G. Formation hysterogene de disthene dans les micaschistes mesozonaux a andalousite et sillimanite de la serie paleozoique du Cap de Creus, Pyrenees orientales. C. R. Ac. Sci. Paris 270, ser. D. 1970.

Babkine J., Conquere F., Vilminet J. C. Decouverte d'une encleve d'ariegite a grenat dans l'absarokite du Pouget (Herault) C. R. Acad. Sci. Paris, 267, ser. D., 1968.

Backlund H. G. Zur genetischen Deutung der Eclogite. Geol. Rundschau, B. 27, 1936.

Bailey E. H. Metamorphic facies of the Franciscan formation of California and their geologic significance. Geol. Soc. Am. Sp. Pap. № 68, 4—5, 1962.

Bailey E. H., Irwin W. P., Jones D. L. Franciscan and related rocks and their significance in the geology of Western California. Calif. Div. Mines a. Geology Bull. 183, 1964.

Bakun-Czubarow N. Geochemical characteristic of eclogites from the environs of Nowa Wies in the region of Snieznik Klodzki. Arch. Miner., 28, 1968.

Bakun-Czubarow N. Ilmenite-bearing eclogite from Mt Czernica in the Bialskie Gory (east Sudetes, Poland). Bull. Ac. Pol. Sci., ser. sci. Terre., vol. 19, № 1, 1971.

Balsilie D. Contemporaneous volcanic activity in East Fife. Geol. Mag. 64, 1927.

Banno S. Petrologic studies on Sanbagawa crystalline schists in the Bessi — Ino District, Central Shikoku, Japan. J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sect. II, 15 (3), 1964.

Banno S. Notes on rock-forming minerals (34). Zonal structure of pyralspite garnet in Sanbagawa schists in the Bessi area, Sikoku. Journ. Geol. Soc. Jap., vol. 71, 185—188, 1965.

Banno S. Effect of jadeite component on the paragenesis of eclogitic rocks. Earth Planet. Sci. Let., vol. 2, 1967.

Banno S. Some consideration on the czystallization temperature of eclogites in the Higasi — Akaisi peridotite mass. Journ. Jap. Ass. Miner. Petrol. Econ. Geol., vol. 59, 1969.

Banno S. Classification of eclogites in terms of physical conditions of their origin. Phys. Earth Planet. Inter., 3, 1970.

Banno S., Hadano M. Zonation of metamorphic rocks in the Horakanai area of the Kamuikotan metamorphic belt in Hokkaido. Journ. Geol. Soc. Jap., 69, № 815, 1963.

Banno S., Yoshino G. Eclogite-bearing peridotite mass at Higasi-akaisi, Yama in the Bessi area, Central Sikoku, Japan. «Upper Mantle Symp. New Delhi, 1964, 1965.

Banno S., Green D. H. Experimental studies on eclogites. The roles of magnetite and acmite in eclogitic assemblages. Chem. Geol., vol. 3, 1968.

Bard J. P. Granites ecrases et ortogneiss «Ollo de Sapo» à disthène dans la bande métamorphique de Badajoz-Azuaga (Badajoz, Espagne) et la probleme d'un socle briovérien dans le sud de l'Expagne. C. R. Acad. Sci. D. 265, vol. 25, 1967.

Bard J. P. Composition of hornblendes formed during the Hercynian progressive metamorphism of the Aracena metamorphic belt (SW Spain). Contr. Miner. Petrol. 28, 1970.

Barker F. Precambrian and tertiary geology of Las Tablas quadrangle, New Mexico. New Mex. Bur. Mines Bull., 45, 1958.

Barrow G. On an intrusion of muscovite biotite gneiss in the SE Highlands of Scotland and its occompanining metamorphism. Quart. J. Geol. Soc. Lond., 46, p. 330, 1893.

Barth T. F. W. Theoretical petrology. John Willey a. Sons, N. Y., 1952.

Bearth P. Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums. Schw. Min. Petr. Mitt. 38, 1958.
Bearth P. Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven Schw. Min. Petr., Mitt., 39, 1959.
Bearth P. Chloritoid und Paragonit aus der Ophiolit zone von Zermatt — Saas See. Schw. Min. Petr. Mitt., 43, 1963.
Bearth P. Zur Entstehung alpinotyper Eklogite. Schw. Min. Petr. Mitt., 45, 1965.
Bearth P. Zur mineralfaziellen Stellung der Glaucophangesteine der Wetsalpen. Schw. Min. Petr. Mitt., 46, Hft. 1, 1966.
Bearth P. Die Ophiolithe der Zone von Zermatt — Saas See. Beitr. Geol. Karte Schweiz. N. F., 132, 1967.
Beck R. Untersuchungen über einige südafrikanischen Diamant Lagerstätten. Zeits. Deutsch. Geol. Ges., 1907.
Beck-Mannagetta P. Zur Deutung der Eklogite im Koralpenkristallin, Zentralalpen. Min. Petr. Mitt., 7, 1961.
Behr H. J. Beiträge zur petrographisch-tektonischen Analyse des sächsischen Granulitgebirges. Freib. Forschungsh., C 119, 1961.
Bell P. M. Analysis of olivine crystals in Apollo 12 rocks. Carn. Inst. Wash. Yearb. 69, 1971.
Bell P. M., Davis B. F. C. Investigation of a solvus in the system jadeite—diopside. Carn. Inst. Wash. Wearb. 65, 1966.
Bell P. M.' Kalb J. Stability of omphacite in the absence of excess silica. Carn. Inst. Wash. Yearb. 67, 1969.
Bellini A. Geologia degli «schistes lustres» e delle rocce verdi della Corsica nord-orientalle. Atti Ist. geol. Univ. Genova, 6, 1969.
Berg G. W. Secondary alterations in eclogites from kimberlite pipes. Amer. Miner., 53, 1968.
Berge J. W. Contributions to the petrology of the Goe Range area, Grand Bassa Co., Liberia. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, vol. 43, № 5, 1967.
Besairie H. The Precambrian of Madagaskar. In: Rankama K «The Precambrian», vol. 3, Intersci. publ., 1967.
Bianchi A., dal Piaz G. Gli inclusi di «Micascisti eclogitici» della Zona Sesia nella Formazione Porfiritica Permiana della zona del Cavanese fra Biella ed Oropa. Giorn. geol. (Bologna), 31. 1963
Binns R. A. Metamorphic pyroxenes from the Broken Hill district, New South Wales. Min. Mag., 33, 1962.
Binns R. A. Barroisite-bearing eclogite from Naustdal Sogn of FJordane Norway. J. Petrol., 8, 1967.
Binns R. A. (Mg, Fe)$_2$SiO$_4$ spinel in meteorite. Phys. Earth Planet. Inter. 3, 1970.
Birch F. Physics of the Crust. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., vol. 62, 1955.
Bizouard H., Caudevilla R., Gaven C. Microanalyze de grenats d'aplites et de granites de Galice orientale (Espagne). Bol. geol. y. minero, 81, 1970.
Blake M. C. a. o. Upside-down metamorphic zonation blueschist facies, along a regional thrust in California and Oregon. In: Geol. Surv. Res. 1967, N. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 575—C, 1967.
Bloxam T. W. Jadeite—bearing metagraywackes in California. Amer. Miner. 41, 1956.
Bloxam T. W. Jadeite rocks and glaucophane schists from Angel Island, San Francisco Bay, California. Am. J. Sci., 258, № 8, 1960.
Bloxam T. W. Jadeite rocks and blueschists in California. Bull. Geol. Soc. Amer., 77, 1966.
Bloxam T. W., Allen J. B. Glaucophane-schiste, eclogite and associated rocks from Knockormal in the Jirvan — Ballantrae complex, South Ayrshire. Trans. Roy. Soc. Edinb., 64, 1960.
Boettcher A. L. The system CaO—Al_2O_3— SiO_2— H_2O at high pressures and temperatures. J. Petrol. 11, № 2, 1970.
Boettcher A. L., Wyllie P. J. The quartz-coesite transition measured in the presence of a silicate liquid and calibration of piston—cylinnder apparatus. Contr. Miner. Petr. 17, 1968.
Bonney T. G. The parent rock of the diamond in S. Africa. Geol. Mag., 6, 1899.
Borg J. Y. Glaucophane schists and eclogites near Healdsburg, California. Bull. Geol. Soc. Amer., 67, 1956.
Bordet P., Latreille M. Precisions sur la stratigraphie de l'Himalaya de l'Arun. C. R. Ac. Sci. Paris, 241, 1955.
Boriani A. The microstructure of «Cenerigneiss». Rend. Soc. Ital. Miner. e petrol., 26, 1970.
Boulin J., Chenevoy M. Metamorphismes à disthene — sillimanite et à andalousite — sillimanite: étapes successive d'une même évolution dans le Massif Central francais et les Cordilléres betiques internes. C. R. Acad. Sci. D 266, 1968.

Boyadjiew St. Die metamorphen Formationen in Bulgarien. Acta Geol. Ac. Sci. Hungar. 13, 1969.

Boyd F. R. Garnet peridotites and the system $CaSiO_3$—$MgSiO_3$—Al_2O_3. Miner. Soc. Amer. Spec. Pap. 3, 1970.

Boyd F. R., Nixon P. H. Kimberlite diopsides. Carn. Inst. Wash. Yearb. 68, 1970.

Brière Y. Les eclogites francaises — leur composition mineralogique et chemique; leur origine. Bull. soc. fr. miner., 42, 1921.

Brookins D. G. Re-examination of pyrope from the Stockdale kimberlite, Riley County, Kansas. Min. Mag., 36, 1967.

Brothers R. N. Lawsonite-albite schists from Northernmost New Caledinia. Contr. Min. Petr., 25, 1970.

Brouwer H. A., Egeler C. G. The glaucophane facies metamorphism in the schistes lustres nappe of Corsica. Kon. Nederl. Ak. Wet., Afd. Nat. Verh., reeks 248, № 3, 1952.

Brown E. H. Some zoned garnets from the greenschist facies. Am. Mineral., 54, № 11—12, 1969.

Brown W. H., Fyfe W. S., Turner F. J. Aragonite in California glaucophane schists and the kinetics of the aragonite — calcite transformation. J. Petrol., 3, № 3, 1962.

Burnham C. W., Holloway J. R., Davis N. F. The specific volume of water in the range 1000 to 8900 ars, 20° to 900° C. Am. J. Sci., 267-A, 1969.

Bryhni I. Reconnaissance studies of gneisses, ultrabasites eclogites and anorthosites in Outer Nordfiord, Western Norway. Norsk. Geol. Undersokelse, vol. 241, 1966.

Bryhni J., Bollingberg H. J., Graff P. R. Eclogites in quartz — feldspatic gneisses of Nordfiord, West Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 49, 194—225, 1969.

Bryhni I. a. o. On the occurence of eclogite in West Norway. Contr. Min. Petr., 26, 1970.

Busch K. Die Eklogitforkommen des Kristallinen Grundgebirges in NE — Bayer IV. Die Eklogite der Oberpfalz und ihr metamorphes Abbau. N. Jb. Min. Abh. 113, 1970.

Butler B. C. M. Chemical study of minerals from the Moin schists of the Ardnamurchan area, Argyllshire, Scotland. J. Petrol., 8, 1967.

Butler P. Mineral compositions and equilibria in the metamorphosed iron formation of the Gagnon Region, Quebec, Canada. J. Petrol., 10, № 1, 1969.

Cahen L., Lepesonne J. The Precambrian of Congo. Rwanda and Burundi. In: Rankama K (ed) «The Precambrian», vol. 3, Intersci. publ., 1967.

Callegari E., Viterbo C. I granati delle eclogiti comprese nella «formazione dei micascisti eclogitici» della zona Sesia — Lanzo. Rend. Soc. Miner. Ital., 22, 1966.

Campbell R. B. Structural and metamorphic transitions from infrastructure to suprastructure, Cariboo Mountains, British Columbia. Geol. Soc. Canada (Spec. Pap.), № 6, 1970.

Cann J. R. Upward movement of granitic magma. Geol. Mag., 107, 1970.

Capdevilla R. Zones de métamorphisme régional progressife, dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (Espagne). C. R. Ac. Sci. Paris, t. 266, ser. D., № 4, 1968.

Card G. W. An eclogite-bearing breccia from the Bingara diamond field. Rec. Geol. Surv. N. S W., 7, 1902.

Carmichael D. M. Intersecting isograde in the Whetstone Lake Area, Ontario. J. Petrol., vol. 11, № 1, 1970.

Carpenter R. H. Metamorphic history of the Blue Gidge Province of Tennesee and North Carolina. Geol. Soc. Amer. Bull., 81, 1970.

Carswell D. A. Picritic magma — residual dunite relationships in garnet peridotite at Kalskaret near Tafjord. South Norway. Contr. Min. Petr., 19, 1968_1.

Carswell D. A. Possible primary upper mantle peridotite in Norwegian basal gneiss. Lithos, 1, 1968_2.

Carswell D. A., Dawson J. B. Garnet peridotites xenoliths in South African kimberlite pipes and their petrogenesis. Contr. Min. Petr., 25, 1970.

Cech F., Matherny M. Granates de las anfibolitas granatiferas del valle Dos Hermanas (provicia de Pinar del Rio). Rev. Technol., 4, № 5, 1966.

Chakrabortv K. R., Sen S. K. Regional metamorphism of pelitic rocks around Kandra, Singhbum, Bihar. Contr. Min. Petr., 16, 1967.

Chakravarty P. S. Note on the occurence of three aluminium silicates (andalusite, kyanite, sillimanite) near the trijunction of Bankura, Midnapore and Purulia districts. West Bengal. Quart. J. Geol. Soc., India, 32, 1960.

Chang P. H., Ern E. H., Thompson J. B. Bedrock geology of the Woodstock quadrangle. Vermont. Verm. Geol. Surv. Bull., 29. 1965.

Chatterjee N. D. The alpine metamorphism in the Simplon area, Switzerland and Italy. Geol. Rundschau, 51, № 1. 1961.

Chatterjee N. D. Phase equilibria in the alpine metamorphic rocks of the environs of the Dora — Maira massif, Wester. Italian Alps. N. Jb. Miner. Abh., 114, B 2,3; 1971.

Chenevoy M. Sur L'origine des éclogites de Sauviat (Creuse). C. R. Ac. Sci. Paris, 241, 1957.

Chenevoy M., Coffrant D., Piboule M. Horizons éclogitique en Limousin, Massif Central francais. C. R. Ac. Sci. Paris, D 268, № 1, 1969.

Chineer G. A. Chloritoid and the isochemical character of Barrow's zones. J. Petrol., 8, 1967.

Chinner G. A., Sweatman T. R. A former association of enstatite and kyanite. Miner. Mag., 36, № 284, 1968.

Chinner G. A., Smith J. V., Knowles C. R. Transition metal contents of Al_2SiO_5 polymorphs. Am. J. Sci., Schairer vol., 1969.

Church W. R. Eclogites. In: H. H. Hess and A. Polderwaart (Eds), Basalts, 1968.

Church W. R. Metamorphic rocks of Burlington peninsula and adjoining areas of Neufoundlang, and their bearing on continental drift in North Atlantic. Amer. Ass. Petroleum Geol., Mem. 12, 1969.

Ciprioni C., Sassi F. P., Bassani C. V. La conposizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolori e col grado metamorfico. Rend. Soc. Ital. Miner., p. 24, 1968.

Clark S. P., Ringwood A. E. Density distribution and constitution of the mantle. Rev. Geophys., 2, 1964.

Clifford T. N. A note on kyanite in the Moin series of Southern Ros — Shire, and a review of related rocks in the Northern Highlands of Scotland. Geol. Mag., 95, 1958.

Clifford T. N. Damaran metamorphic episode of South-West Africa. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., № 73, 1962.

Cogné J. D. Jeannette, Ruhland M. L'ile de Groix. Etude structurale d'une série métamorphique à glaucophane en Bretaghe meridionale. Bull. Surv. Carte Geol. d'Alsaco et de Lorraine. T. 19, F. 1, 1966.

Cogulu E. Remarques sur les schistes à glaucophane et lawsonite de la region de Mihalicic (Turque). Arch. Sci. Soc. Phys. hist. nat., Geneve, 18, 1965.

Coleman R. G. Glaucophane schists from California and New Caledonia. Journ. Tectonophys. 4, 1967.

Coleman R. G. Plate tectonic emplacement of Upper Mantle peridotites along continental edges. J. Geophys. Res., 76, № 5, 1971.

Coleman R. G., Lee D. E. Glaucophane-bearing metamorphic rocks types of the Cazadero area, California. J. Petrol., 4, 1963.

Coleman R. G., Papike J. Alkali amphiboles from the blueschists of Cazadero, California. J. Petrol., 9, 1968.

Coombs D. S. Lawsonite metagraywackes in New Zealand. Amer. Min., 45, 1960a.

Corey A. F. Kyanite occurences in the Petaca district, Rio Arriba County New Mexico. New. Mex. Bur. Mines Bull., 47, 1960.

Cotelo Neiva J. M. Rochas e mineras da regiao Bragansa — Vinhais. Rel. publicados pelo serv. de Fomento Mineiro, Portugal, № 14, 1948.

Craig G. Y. The geology of Scotland. Edinburgh, 1965.

Crawford W. A., Fyfe W. S. Lawsonite equllibria. Am. J. Sci., 263, 1966.

Crookshank H. Geology of Southern Bastar and Jeypore from the Bailandila range to the Eastern Ghats. Mem. of the Geol. Surv. of India, 87, 1963.

Dal Vesco E. Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e uitrabasiche nell' ambiente mesozonale dell' orogene Pennidico (Cantone Ticino). Schweiz. min. petr. Mitt., 33, 1953.

Davidson C. F. The so-called «Cognate xenoliths» of kimberlite. In: P. J. Wyllie (Ed) «Ultramafic and rekated rocks», 1967.

Davis B. T. S., Boyd F. R. The join $Mg_2Si_2O_6$—$CaMgSi_2O_6$ at 30 kilopars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. J. Geophys. Res., 71, 1966.

Dawson J. B. Recent researches on kimberlites and diamond geology. Econ. Geol., 63, № 5, 1968.

Dawson J. B., Powell D. G. Mica in the upper mantle. Contr. Min. Petr., 22, 1969.

Dawson J. B., Reid A. M. A pyroxene-ilmenite intergrowth from the Monastery mine, South Africa. Contr. Min. Petr., 26, 1970.

Dearnley R. The Lewisian complex of South Harris with some observations of the metamorphosed basic intrusions of the Outer Hebrides, Scotland. Quart. J. Geol. Soc. Lond., 119, 1963.

Dengo G. Eclogitic and glaucophane amphibolites in Venezuela. An. Geophys. Union Trans. 31, 1950.

Dickey J. S. Amer. Mineral., 53, 1968.

Diehl E. A. Geologisch-petrographische Untersuchung der Zone du Grand Conoin im Val d'Ollomont (prov. Aosta, Italien), Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt. 18, 1938.

Dietz R. S. Continent and ocean basis evolution by spreading of the sea floor. Nature, 190, № 4779, 1961.

Dimitrijevic M. D. The metamorphic rocks of Yugoslavia. Acta Geol. Ac. Sci. Hung., 13, 1969.

Dixon J. E. The glaucophane schists of Syros. Some pyroxene reactions and their possible significance. Comm. Min Soc. Cambridge, Jan. 4th, 1968.

Dobretsov N. L. Jadeite rocks as indicator of high pressure in the Earth Crust. IGC XXII sess., New Dehli, India, 1964.

Dobretsov N. L., Sobolev N. V. Eclogites from metamorphic complexes of the USSR. Phys. Earth Planet. Inter., 3, 1970.

Doll C. G. Geologic map of Vermont. Verm. Geol. Surv., 1961.

Dubois R. Les glaucophanites à lawsonite de Terranova da Sibari (Calabre). C. R. Ac. Sci. France., 265, 1967.

Dubois R., Truillet R. Conditions de gisement et signification pétrogénétique des associations à disthene — andalousite — sillimanite — staurolite dans les Monts Péloritains de Sicile. C. R. Ac. Sci., D 271, № 15, 1970.

Dudek A. Chemical composition of Moldanubian eclogites and of thier garnets. Krystallinikum, vol. 7, 1971.

Dudek A., Suk M. Zur geologische. Entwicklung des Moldanubikums. Ber. Geol. Gesellschaft, DDR, B 10, Hft 2, 1965.

Dudley P. D. Electron microprobe analyses of garnet in glaucophane schists and associated eclogites. Am. Miner., 54, 1969.

Dziedzicowa H. Seria lupkow krystalichnych na wshod od strefy Niemezy swietle nowych bedan. Geol. Ziem. Zachod., Wroclaw, 1966.

Ellenberger F. Sur un paragénese à lawsonite et glaucophane dans le metamorphisme alpin en Haute Maurienke (Savoie). Bull. Soc. geol. France, 2, № 2, 1960.

Engels J. P., Vogel D. E. Garnet reaction-rims between plagioclase and hypersthene in a meta — norite from Cabo Ortegal (NW Spain). N. Jb. Miner., Mh., 1966.

Erlank A. J., Finger L. W. The occurence of potassic richetrite in a mica nodule from the Wesselton kimberlite, South Africa. Carn. Inst. Wash. Yearb. 68, 1970₁.

Erlank A. J., Kushiro I. Potassium contents of synthetic pyroxenes at high temperatures and pressures. Carn. Inst. Wash. Yearb. 68, 1970.

Ernst W. G. Petrogenesis of glaucophane schists. Jour. Petrol., 4, № 1, 1963₁.

Ernst W. G. Polymorphism in alkali amphiboles. Amer. Miner., 48, 1963₂.

Ernst W. G. Mineral paragenesis in Franciscan metamorphic rocks, Panoche Pass, California. Geol. Soc. Amer. Bull., 76, 1965.

Ernst W. G. Tectonic contact between the Franciscan Melange and the Great Valley Sequence — crustal expression of a late Mesozoic Benioff zone. J. Geophys. Res., 75, 1970.

Ernst W. G. a. o. Comparative study of lowgrade metamorphisme in the California Coast Ranges and the Outer metamorphic belt of Japan. Geol. Soc. Amer. Inc. Mem. 124, 1970.

Eskola P. On the eclogites of Norway. Skr. Vid. Sessk, Christ., 8, 1921.

Essene E. J., Fyfe W. S., Turner F. J. Petrogenesis of Franciscan glaucophane schists and associated metamorphic rocks. Contr. Min. Petr., 11, 1965.

Essene E. J., Fyfe W. S. Omphacite in Californian metamorphic rocks. Contr. Min. Petr., 15, 1967.

Essene E. J., Hensen B. J., Green D. H. Experimental study of amphibolite and eclogite stability. Phys. Earth Planet. Inter., 3, 1970.

Evans A. M. Geology of Ashby and Denbigh Township. Ont. Dept. Mines, Geol. Rept., № 26, 1964.

Evans B. W. Microprobe study of zoning in eclogite garnets. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., № 87, 54, 1966.

Evans B. W., Trommsdorff V. Regional metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps. Schweiz. Min. Petr. Mitt., B 50, Hft 3, 1970.

Exner Ch., Wanderer E. Zur Kenntnis des Eklogitamphibolits im Debanttal (Schobergruppe, Osttirol). Karinthin 45/46, 1962.

Fahrig W. F. Shabogamo Lake, Newfoundland and Quebec. Geol. Surv. Can. Pap. 60—9, 1960.

Fermor L. L. Preliminary note on garnet as a geological barometer and on an infra-plutonic zone in the Eacth's crust. Rec. Geol. Surv. Ind., 43, 1913.

Fiala J. Pyrope of some garnet peridotites of the Czech massif. Krystallinikum, 3, 1965.

Fiala J. The distribution of elements in mineral phase of some garnet peridotites from the Bohemian massif. Krystallinikum, 4, 1966.

Fonteilles M. Sur la profonder de formation des veines à disthene geodique de la region de Baud (Morbihan) et sur la signification des veines à disthene en general. Bull. soc. fr. min. cryst., 88, 1965.

Fonteilles M., Guitard G., Raguin E. Présence de gneiss à disthene et cordierite dans le massif du Saint — Barthélémy C. R. Ac. Sci. t. 258, 1964.

Forbes R. D. The comparative chemical composition of eclogite and basalt. J. Geophys. Rs. 70, 1965.

Forbes R. B., Kuno H. Peridotite inclusions and basaltic host rocks. In: Upper mentle symp. New Delhi 1964.

Forster R. Geologisch-petrographisch Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno. Zur Petrographie und Genesis der Amphibolite. Schweiz. Min. Petr. Mitt. B 27, Hft 2, 1947.

Fritsh T. Wright J. B. Chemical composition of high pressure megacrysts from Nigerian Cenozoic lavas. Trans. Amer. Geophys. Union, 52, 1971.

Fry N., Fyfe W. S. Eclogites and water pressure. Contr. Min. Petr. 24, 1969.

Fyfe W. S. Lattice energies, phase transformations and volatiles in the mantle. Phys. Earth Planet, Inter., 3, 1970.

Gavasci A. T., Helmstaedt J. Pyroxene-rich garnet peridotite inclusion in an ultramafic breccia dike at Moses Rock, Southeast Utah. J. Geophys. Res. 74, 1969.

Gavelin S. Sulfide mineralization in the Skelleftea district, Northern Sweden and its relation to regional granitization. Econ. Geol. vol. 50, № 8, 1955.

Gay M. Breches et «pillow-lavas» metamorphiques dans schistes lustres du Haute Valde suse (Italie). C. R. Som. Seances. Soc. Geol. Fr., № 8, 1966.

Gee D. G. A note on the occurence of eclogites in Spitsbergen. Norsk Geol. Polarinst. Arbok, 240—241, 1966.

Girod M. Donées pétrographiques sur les pyroxenolites á grenat en enclaves dans des basaltes du Hoggar (Sahara central). Bull. soc. fr. Miner. cryst., 90, 1967.

Giusca D. a. o. Erläuterungen zur Karte der Metamorphite Rumäniens. Acta Geol. Ac. Sci. Hungar., t. 13, 35—39, 1969.

Gjelsvik T. Anorthositcomplekset i Heidal. Norsk Geol. Tidskr. B 26, 1946.

Cjelsvik T. Metamorphosed dolerites in the gneiss area of Sunnmore on the West coast of Southern Nowway. Norsk Geol. Tidsskr., 30, 1952.

Goldschmidt V. M. Die Injektionsmetamorphose im Stavangebiete. Vidensk. Skrift. Mat. Naturv. Kl., № 10, 1921.

Goldsmith J. R., Newton R. C. *P—T—X*-relations in the system $CaCO_3$—$MgCO_3$ at high temperatures and pressures. Am. J. Sci., 267—A, 1969.

Gonzales-Bonorino F., Aguirre L. Metamorphic facies series of the crystalline basement of Chile. Geol. Rundschau, B 59, 1970.

Green D. H., Ringwood A. E. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. Geoch. Cosm. Acta, 31, 1967.

Green D. H., Lockwood J. P., Kiss E. Eclogite and almandine — jadeite — quartz rock from the Guajira Peninsula, Colombia, South America. Amer. Min. 53, № 7—8, 1968.

Green D. H., Hibberson W. Experimental duplication of conditions of precipitation of high-pressure phenocrysts in a basaltic magma. Phys. Earth Planet. Inter., 3, 1970.

Green T. H. An experimental investigation of sub — solidus assemblages formed at high pressure in high — alumina basalt, kyanite eclogite and grospydite compositions. Contr. Min. Petr., 16, 84—114, 1967.

Green T. H. The diopside — kyanite join at high pressures and temperatures. Lithos, 2, 1969.

Gregnanin A., Piccirillo E. M. Indagini preliminari geologico — petrografiche sulla zona compresa fra la valle di Plan e Val Clava (Alto Adige). Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol. 25, № 2, 1969.

Gresens R. L. Blueschist alteration during serpentinization. Contr. Minet. Pter., 24, № 2, 1969.

Griggs D. T., Blacic J. D. Water-Weakening of silicates. Trans. Am. Geophys Union, v. 46, № 1, 1965.

Gripp K. Die Gebirge um Ueskük. Z. Ges. Erdkunde Berl., 8—10, 1921.

Grocholski W. Gneisy sowio-gorskie w swietle badan structuralnych. Roczn. Polsk. Tow. Geol. 37, № 3, 1967.

Grubenmann U. Ueber einige schweizerische Glaukophangesteine. Fostschr. H. Rosenbusch, Schweizerbart, s. 1—24, 1906.

Gueirard S., Pailler A. Coexistence des trois polymorphes, disthene — andalousite — sillimanite, dans les micaschistes à staurolite et grenat de la chaine cotiere des Maures (Var, France). C. R. Ac. Sci., D 272, № 2, 1971.

Gurney J. J., Siebert J. C., Whitfield G. G. A diamondiferous eclogite from the Roberts Victor Mine. Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ. № 2, 1970.

Gurney J. J. a. o. Kyanite eclogites from the Rietfontein kimberlite pipe, Mier coloured reserve, Fordonia, Cape province. Contr. Min. Petr., 30, 1971.

Haapla Y. On the granitic pegmatites in the Peraseinajoki Alovu area, Finland. Bull. Comin. Geol. Finl., № 224, 1966.

Haggerty S. E. a. o. Opague minerals and olivine in lavas and breccias from Mare Tranquilitatis. Geoch. Cosm. Acta 34, Suppl 1, vol. 1, 1970.

Hahn-Weinheimer P. Geochemische Untersuchungen an den ultrabasischen and basischen Gesteinen der Münchberger Gneismasse (Fichtelgebirge). N. Jb. Miner. Abh., 92, 1959.

Hahn-Weinheimer P. Bor — und Kohlenstoffgehalte basischer bis intermediarärer Metamorphite der Münchberger Gneismasse und ihre C^{12}/C^{13} Isotopenverhältnisse. Repts. 21 sess. IGC., 13, 1960.

Hahn-Weinheimer P., Luecke W. Garnets from the eclogites of the Münchberger Gneiss Massif (N. E. Bavaria). Can. Miner., 7, 1963.

Hameurt J. Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Voges moyennes. Mem. Serv. carte geol. Alsace et Lorraine, № 26, 1967.

Hansen W. R. Geology of the Flaming George Area, Utah — Colorado — Wyoming. Geol. Surv. Prof. Pap., 490, 1965.

Hariya Y., Kennedy G. C. Equilibrium study of anorthite under high pressure and high temperature. Am. J. Sci., 266, 1968.

Harker A. Metamorphism. 2nd ed., London., 1939.

Harper C. T. The geologic interpretation of potassium — argon ages of metamorphic rocks from the Scottish Caledonides. Scot. J. Geol., 3, 1967.

Harris J. W. The recognition of diamond inclusions. Pt. 1: Syngenetic mineral inclusions. Industr. Diam. Review., v. 28, № 334, 1968.

Harris P. G., Reay A., White J. G. Chemical composition of the upper mantle. J. Geophys. Res., 72, 1967.

Harry W. T. A re-examination of Barrows' older granites in Glen Glova, Angus. Trans. Roy. Soc. Edinb., 63, pt. 3, 1958.

Hashimoto M. Sangun metamorphic terrane of the Asahi-cho area, Okayama prefecture. J. Geol. Soc. Jap., 74, № 8, 1968.

Hashimoto M., Igi S. Finding of lawsonite — glaucophane schists from the Sangun metamorphic terranes of the eastern Chugoku Province. J. Geol. Soc. Jap., 76, № 3, 1970_1.

Hashimoto M. a. o. Metamorphic facies of map of Japan. Geol. Surv. of Japan, 1970_2.

Harte B., Johnson M. R. W. Metamorphic history of Dalradian rocks in Glen Glova, Esk and Lethrot, Angus, Scotland. Scot. J. Geol., 5, 1969.

Hauy R. J. Traité de Mineralogie, 2nd ed, vol. 2, 1822.

Hayase J., Ishikawa K. Rb—Sr dating on the rocks in Japan (1). J. Jap. Ass. Min. Petr. Econ. Geol., 58, 1967.

Heinrich E. W. Deposits of the sillimanite group of minerals south of Ennis, Madison County, with notes on other occurences in Montana. Mont. Bur. Mines Geol. Misc. Contr., 10, 1948.

Henley K. J. Application of the muskovite — paragonite geothermometer to a staurolite — grade schist from Sulitjelma, north Norway. Min. Mag., 37, № 290, 1970.

Hensen B. J., Green D. H. Experimental data on coexisting cordierite and garnet under high grade metamorphic conditions. Phys. Earth Planet. Inter., 3, 1970.

Hentschel H. Der Eklogit von Gilsberg im Sächs. Granulitgebirge und seine metamorphen Umwandlungstuffen. Min. Petr. Mitt., Bd. 49, 1937.

Heritsh H. Das Kristallin der Koralpe und der Basaltbruch von Weitendorf. Fortschr. Miner. B. 42, № 1, 1965.

Hernes J. Eclogite — amphibolite on the Molde peninsula, Southern Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 4, 1954.

Hess H. H. History of ocean basins, in petrologic studies. Geol. Soc. Amer. Buddington Vol. 1962.

Hezner L. Ein Beitrage zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite, mit besonderer Berüchtsichtigung der Vorkommnisse des Mittleren Otztals. Tscherm. Min. Petr. Mitt. Bd. 22, 1903.

Hietanen A. Metamorphic facies and style of folding in the Belt series northwest of the Idaho batholith. Bull. Comm. Geol. Finl., 196, 1961.

Hietanen A. On the facies series in various types of metamorphism. J. Geol., 75, 1967.

Hietanen A. Distribution of Fe and Mg between garnet, staurolite and biotite in aluminium — rich schists in various metamorphic zones north of Idaho batolith. Am. J. Sci., 267, 1969.

Hinrichsen A., Schürmann K. Untersuchungen zur Stäbilität von Pumpellyit N. Jb. Miner. Mh., 10, 1969.

Hitchon B. A portion of the Mpande Dome kyanite schist belt. N. Rhod. Geol. Surv. Rec. for 1957, 1959.

Hoffmann C. Die Glaukophangesteine, ihre stofflichen Aquivalente und Umwandlungsproducte in Nordcalabrien (Süditalien). Contr. Min. Petr. 27, № 4, 1970.

Hoffmann V., Trdlicka Z. Petrografický charakter krystalickych bridlic v lomu pred Vrbovym mlýnem (údoli Vrchlice) poblize Kutne Hory. Prace Muz. Kutne Horé. Geol. Vyzk. Kutnohorska, № 1, 1961.

Hollister L. S. Metastable paragenetic sequence of andalusite, kyanite and sillimanite, Kwoiek area, British Columbia. Am. J. Sci., 267, 1969.

Holm J. L., Kleppa O. J., Westrum E. F. Thermodynamics of polimorphic transformations in Silica. Thermal properties from 5 to 1070° K and pressure — temperature stability field for coesite and stishovite. Geoch. Cosmoch. Acta, 31, 1967.

Holmes A. A. A contribution to the petrology of kimberlite and its inclusions. Trans. Geol. Soc. S. Afr., vol. 39, 1936.

Holser W. T., Kennedy G. C. Properties of water. Part IV. Pressure — volumetemperature relations of water in the range 100—400° C and 100—1400 bars. Am. J. Sci., 256, 1958.

Holtrop J. F. The stratigraphy and age of the Precambrian roxks of Surinam. Geol. Soc. Amer. Bull., 79, № 4, 1968.

Hoschek G. The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. Contr. Miner. Petr., 22, 1969.

Hounslow A. W., Moore J. M. Jr. Chemical petrology of Grenville pobi schists near Feruleigh, Ontario. J. Petrol., 8, 1967.

Hsu L. C. Selected phase relationships in the system Al—Mn—Fe—Si—O—H; a model for garnet equlibria. J. Petrol., 9, 1968.

Hügi T. Disthen und Sillimanitgehalte einiger Gesteine der Schweizer Alpen. Ecl. Geol. Helv., vol. 58, 1965.

Hunziker J. C. Zur Geologie und Geochemie des Gebietes zwischen Valle Antigorio (Provincia di Novara) und Valle di Campo (Kt. Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt., 46, Hft 2, 1966.

Irving A. I., Green D. H. Experimental duplication of mineral assemblages in basic inclusions of the Delegate breccia pipes. Phys. Earth Planet. Inter., 3, 1970.

Ishida T. Petrography and structure of the area between the Dudh Kosi and the Tamba Kosi, East Nepal. J. Geol. Soc. Jap., 75, 1969.

Ishioka K. Staurolite and kyanite from Unazuki, Toyama Prefecture. J. Geol. Soc. Jap., № 55, 1949.

Ito K., Kennedy G. C. Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars: Am. Jour. Sci. vol. 265, 1967.

Iwasaki M. Metamorphic rocks of the Kotu — Bizan area, Eastern Sikoku. J. Fac. Sci. Univ. of Tokyo, Sec. II, 15, 1—90, 1963.

Jackson E. D. The character of the lower crust and upper mantle beneath the Hawaiian islands. Rept. of XXIII Sess. IGC, 1, 1968.

Jackson E. D., Wright T. L. Xenoliths in the Honolulu volcanic series Hawaii. J. Petrol., 11, 1970.

Johnson M. R. W. Some time relations of movement and metamorphism in Scottish Highlands. Geol. en Mijnb. vol. 42, 1963.

Joklik G. F. The mica-bearing pegmatites of hte Harts Range, Central Australia. Econ. Geol. vol. 50, № 6, 1955.

Jonca E. Stanowisko granulitów okolicy Walbrzycha. Pra. Geol. R. 8, nr. 7 (88), 1960.

Joos M. G. Zur Geologie und Petrographie der Monte Giove — Gebirgsgruppe im östlichen Simplon — Gebier (Novara, Italia). Schweiz. Miner. Petr. Mitt., B. 49, Hft 2, 1969.

Joukowski E. Sür les eclogites des Aiguilles Rouges. C. R. Acad. Sci. Paris, 1901.

Juskowiak O., Ryka W. Uwagi o granulitadh z okolic Zagórza. Slaskiego i Bystrzyey Górnej (Góry Sowie). Kwart. geol. t. 4, nr. 2, 1960.

Kaaden G. van der. The significance and distribution of glaucophane rocks in Turkey. Bull. Mineral. Res. and Explor. Inst. Turkey, Foreign Ed., № 67, 1966.

Kaaden G. van der. Zur Entstehung der Glaukophan — Lawsonit und glaukophanitischen Grûnschiefer — Fazies, Geländebeobachtungen und Mineralsynthesen. Fortschr. Miner. 46, № 1, 1969.

Kaaden G. van der, Metz K. Beiträge zur Geologie des Raumes zwischen Datca — Mugla — Dalaman Cay (SW Anatolien). Bull. Geol. Soc. Turkey, vol. 71, Ankara, 1954.

Kahan S. K problematike vystupovania staurolitu, distenu, sillimanitu a korundu v krystaliniku Zapadnych Tatier. Acta geol. et geogr. Univ. Camenienab. Geol. № 13, 1968.

Kahan S., Hvozd'ara P. Disten — novy mineral v krystaliniku Vysokych Tatier. Acta geol. et geogr, Univ. Camenianal. Geol. № 12, 1967.

Kamenicky J. Geologicke Prace, 45, 1957.

Kamenicky J., Krist E. Erläuterungen zur Karte der metamorphen Zonen der Westkarpaten. Acta Geol. Acad. Sci. Hungar., t. 13, 1969.

Kanissawa S. Metamorphic rocks of the Southwestern part of the Kitakami mountainland, Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. III, 9, 1964.

Kapp J. Zur Stratigraphie und Tektonik der Gebirge zwischen der Zugnerer und Valsertal. Ecl. Geol. Helv., 26, 1933.

Kappel F. Die Eklogite Meidling im Tal und Mitterbackgroben im niederosterreichischen Moldanubikum sûdlich der Donau. N. Jb. Miner. Abh. B. 107, Hft 3, 1967.

Karakida Y. et al. Characteristics and geological situations of metamorphic rocks in Kyushu. Mem. Geol. Soc. Jap. № 4, 1969.

Keesman I. a. o. Stability of Almandine in the system $FeO(Fe_2O_3)$ — Al_2O_3— SiO_2— (H_2O) at elevated pressures. Contr. Mineral. Petrol., vol. 31, № 2, 1971.

Kempe D. R. C. Some topaz — sillimanite and kyanite — bearing rocks from Tanzania. Min. Mag. vol. 36, 1967.

Kleeman J. D., Cooper J. A. Geochemical evidence for the origin of some ultrabasic inclusion from Victorian Basanites. Phys. Earth Planet. Inter. 3, 1970.

Klein C. Mineralogy and petrology of metamorphosed Wabush Iron Formation, Southwestern Labrador. J. Petrology, vol. 7, № 2, 1966.

Klein C., Jr. Two — amphibole assemblages in the system actinolite — hornblende — glaucophane. Amer. Miner. 54, 1—2, 1969.

Knorring O., Kennedy W. G. The mineral paragenesis and metamorphic status of garnet — hornblende — pyroxene — scapolite gneiss from Ghana. Miner. mag. 31, № 241, 1958.

Knowles C. R. a. o. X-ray emission microanalysis of rock — forming minerals. VII. Garnets. Journ. Geol. vol. 77, № 4, 1969.

Kodym O. Die regionale Metamorphose des Böhmischen Massivs. Freiberg. Forsch., C 102, 1961.

Koenigsberger J. Ueber alpine minerallagerstätten. Abh. Kön. Bayr. Akad. Wiss. Math.,— Naturw. Kl. 28 : 10 (1917), 11 (1919), 12 (1919), 1917—1919.

Kokta J., Nemeč F. Granat ultrabasickych hornin od Cernina. Věde Přiodni Praha, 17, 1936.

Kolderup N. H. Origin of norwegian eclogites in gneisses. Norsk Geol. Tidsskr. vol. 40, № 4, 1960.

Kornprobst J. Le massif ultrabasique de Beni Bouchera (Rif Interne, Maroc). Etude de peridotites de haute temperature et de haute pression, des pyroxenolites à grenat ou sans grenat, que bur sont associées. Contr. Miner. Petrol. vol. 23, № 4, 1969.

Kouvo O. Vourelainen Y. Eskolaite, a new Chromium mineral. Am. mineral 43, 1958.

Kozlowska-Koch M. Some new petrologic observations concerning the Iser granite — gneises of West Sudeten. Bull. Acad. Pol. Sci. sér. Sc. géol. géogr. vol. 8, nr. 3, 1960.

Kozlowski K. On the eclogite — like rocks of Stary Gieraltow (East Sudeten). Bull Acad. Pol. Sci. Ser. sci. chem. geol. vol. VI, 1958.

Krammenacher D. Contribution a l'etude petrographique de l'Himalaya du Nepal. Arch. Sci., Geneva, 9 (1—3), 1956.

Kranck S. H. A study of phase equilibria in a metamorphic iron formation. Journ. Petrology, vol. 2, 1961.

Krummenacher D. Contribution à l'étude geologique et pétrographigue de l'Himalaya du Nepal. Petrographie des èlements structuraux du Népal occidental entre l'everest et la Gange. Arch. Sci., Geneve, 10 (3), 1957.

Krupička J. Sharp boundaries in crystalline rocks and their interpretation. Intern. Geol. Congr., Rept. 23th, Sess. Proc. Sect. 4, Prague, 1968.

Ktenas K. A. Die Einlagerungen im krystallinen Gebirge der Kykladen auf Syra und Sifnos. Mineral. Petrog. Mitt. N. F. Lb. 1907.

Kündig E. Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. Schweiz. min. petr. Mitt. B. 6, Hft 1, 1926.

Kuno H. Mafic and ultramafic nodules in basaltic rocks of Hawaii. Geol. Soc. Amer. Mem. 115, 1969.

Kuroda Y., Ogura Y. Epidote amphibolite from the north — eastern Abukuma plateau, Japan. Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C 8, 1963.

Kuroda Y., Tazaki K. Origin of ultrabasic rocks in the metamorphic zones in Japan. Mem. Geol. Soc. Jap. № 4, 1969.

Kushiro J., Syono Y., Akimoto S. Stability of phlogopite at high pressures and possible presence of phlogopite in the Earth's Upper Mantle. Earth and Planet. Sci. Let., v. 3, 1967.

Kushiro J., Aoki K. Origin of some eclogite inclusions in kimberlite. Am. Miner. 53, 1968.

Kushro J., Erlank A. J. Stability of potassic richterite. Carn. Inst. Wash. Year Book 68, 1970.

Kutolin V. A. Ultrabasic nodules in basalts and the Upper Mantle Composition. Earth Planet. Sci. Lett., 7, 1970.

Kwak T. A. P. An attempt to correlate non — predicted variations of distribution coefficients with mineral grain interval in homogeneity using afield example studies near Sudbury, Ontario. Contr. Mineral. a. Petrol. vol. 26, № 3, 1970.

Lal R. K., Shukla R. S. Paragenesis of staurolite in pelitic schists of Kishangarh, District Ajmer, India. Miner. Mag., vol. 37, № 289, 1970.

Lambert J. B., Wyllie P. J. Low-velocity zone of the Earth's mantle. Incipient melting caused by waetr. Science, 764, 1970.

Lambert R. St. J. The mineralogy and metamorphism of the Moin schists of the Morar and Knoydart districts of Invernesshire. Trans. Roy. Soc. Edinb. v. 63, 1959.

Landis C. A., Rogers J. Some experimental data on the stability of pumpellyite. Amer. Mineral., 53, № 5—6, 1968.

Lange H. Zur Genese der Metabasite im Sächsischen Erzgebierge. Freiberger. Forschungsh. C 177, 1965.

Lappin M. A. On the occurence of kyanite in the eclogites of the Selje and Aheim districts, Nordfjord. Norsk. geol. Tidsskr. 40, 1960.

Lappin M. A. The field relationships of basic and ultrabasic masses in the basal gneiss complex of Stadlandet and Almklondalen, Nordfjord, Southwestern Norway. Norsk Geol. Tiddsrk, 46, 1966.

Lasnier B. Découverte d'une granulite à disthène et almandin associée à la périodotite à grenat du massif de Courtilles (Haute — Loire). Bull. Soc. franc. mineral. et cristallogr. 91, № 5, 1968.

Lee D. E., Coleman R. G., Erd R. C. Garnet types from the Cazadero Area, California, Journ, Petrology, vol. 4, № 3, 1963.

Lee H. A., Lawrence D. E. A new occurence of kimberlite in Gauthier Township, Ontario. Paper Geol. Surv. Canada, 1968.

Lefevre R. Michard A. La jadéite dans le métamorphisme alpin à propos de gisements de types nouveaux de la bande d'Acceglio (Alpes Cotiennes, Italie). Bull. Soc. franc. Mineral. Cristallogr. 88, 1965.

Lion J. G. Synthesis and stability relations of Wairakite, $CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 2H_2O$. Contr. Mineral. Petrol. vol. 27, № 4, 1970.

Lion J. G. Stilbite — laumontile equilibrium. Contr. Mineral. Petrol. vol. 31, № 3, 1971.

Lodemann W. Geologia und Tektonik des mesozonalen Kristallins der Saualpe in Ostkärnten. N. Jb. Miner. Abh., 104, 283—314, 1966.

Lorenzoni S. Étude pétrographique du versant italien du massif d'Ambin. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteil. B. 48, Hft 2, 1968.

Lovering J. F. The nature of the Mohorovicic discontinuity. Trans. Amer. Geophys. Union, vol. 39, № 5, 1958.

Lovering J. F. The eclogite — bearing basic igneous pipe at Ruby Hill near Bingara, New South Wales. J. Proc. Roy, Soc. N. S. Wales 97, 1964.

Lovering J. F., White A. J. R. Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate, Australia. Contr. Min. Petr. v. 21, № 1, 1969.

Lücke W. Untersuchungen an granatführenden Metamorphiten (Granatamphibolite und Eklogite) aus der Münchberger Gneissmasse (MM). NE — Bauern. Dissertation, 1967.

Mac Gregor J. D. The effect of CaO, Cr_2O_3, Fe_2O_3 and Al_2O_3 on the stability of spinel and garnet peridotites. Phys. Earth. Planet. Interiors, vol. 3, 1970.

Mac Gregor J. D., Carter J. L. The chemistry of clinopyroxenes and garnets of eclogite and peridotite xenoliths from the Roberts Victor mine, South Africa. Phys. Earth. Planet. Interiors, vol. 3, 1970.

Machatschki K., Walitzi E. M. Hornblenden aus Eklogiten und Amphiboliten der südlichen Koralpe. Tschesm. Min. Petr. Mitt. B. 8, Hft 1, 1962.

Mallick D. J. The metamorphic development of the Mpande Dome in Zambia. Geol. Rundschau, 56, № 2, 670—691, 1967.

Manton W. I., Tatsumoto M. Isotopic composition of lead and strontium in nodules from the Roberts Victor mine, South Africa. Trans. Amer. Geophys. Union, 1969.

Mao H. K. The system jadeite ($NaAlSi_2O_6$) — anorthite ($CaAl_2Si_2O_8$) at high pressures. Carn. Inst. Wash. Yearb. 69, 1971.

Maric L. Metamorphi Kamnine Bararnega Gumma in Vesleca Juzno in j—z od Prilepa. Razpravke Ak. zn. umet. Ljubljana, IV.

Marmo V. On the possible genetical relationship between sulphide schists and ores. Rep. XXI sess. IGC, p. XVI, Genetical problems, of ores, 1960.

Marshall R. R. The amounts and isotopic compositions of lead in eclogites from the Münchberg Gneiss massif (Fichtelgebirge). Rept. XXI sess. IGC, P. 13, 1960.

Martens J. H. C. Igneous rocks of Ithaca, New York and vicinity. Bull. Geol. Soc. Am., 35, 1924.

Martignole J., Schrijver K. Découverte du disthène dans le Sud de la Province tectonique de Grenville (Boudier canadien) et signification pétrogénètique de ce mineral dans le faciès granulite. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 267, ser. D., 1968.

Mason B. Eclogite xenoliths from volcanic breccia at Kakanui, New Zealand. Contr. Min. Petr. vol. 19, 1968.

Matêjovska O. Petrogenesis of the Moldanubican granulites near Námêst. Krystalinikum, 5, 1967.

Matêjovska O. Composition of coexisting garnet and biotite from some granulites of Moldanubikum, Czechoslovakia. N. Jb. Min., Mh. 6, 1970.

Mather J. D. The biotite isograd and the lower greenschist facies in the Dalradian rocks of Scotland. J. Petrol., 11, 1970.

Mathes S., Richeer P., Schmidt K. Die Eklogitvorkommen des Kristallinen Grundgebirges in NE — Bayern. II. Der Klinopyroxen der Eklogite und Eklogiamphibolite des Münchberger Gneissgebietes. N. Jb. Min., 112, 1969.

Matthes S., Richeer P., Schmidt K. Die Eklogitvorkommen des Kristalliner Grundgebirges in NE Bayern. III. Der Diathen (Kyanit) der Eklogite und Eklogiamphibolite des Münchberger Gneisgebietes. N. Jb. Min. Abh., 113, 2, 1970.

Mathias M., Rickwood P. C. Ultramafic xenoliths in the Matsoku kimberlite pipe, Lesotho. Geol. Soc. S. Afr., Spec. Publ. № 2, 1970.

Mathias M., Siebert J. C., Rickwood P. C. Some aspects of the mineralogy and petrology of ultramafic xenoliths in kimberlite. Contr. Miner. Petr. 26, 1970_2.
May D. Movement, metamorphism and migmatization in the Scalloway region of Shetland. Bull. Geol. Surv. Gr. Brit., № 31, 1970.
Mcbirney A., Aoki K., Bass M. N. Eclogites and jadeite from the Motagna fault zone, Guatemala. Amer. Miner., 52, 1967.
Mc Getchin T. R., Silver L. T. Compositional relations in minerals from kimberlite and related rocks from the Moses Rock dike, San Juan County, Utah. Amer. Miner., 55, № 9—10, 1970_1.
Mc Getchin T. R., Silver L. T., Chodos A. A. Titanoclinohumite: a possible mineralogical site for water in the Upper Mantle. J. Geoph. Res., 75, № 2, 1970_2.
Mc Kee B., Widespread occurence of jadeite, lawsonite and glaucophane in Central California. Amer. J. Sci., 260, 1962.
Mc Kinstry H. E. Mineral isograde in south — eastern Pennsylvania. Amer. Miner., 34, № 11—12, 1949.
Mc Taggart K. C., Thompson R. M. Geology of part of the Northern Cascades in Southern British Columbia. Can. J. Earth Sci., 4, 1967.
Mehnert K. R. Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsev. publ. 1968.
Mehnert K. R. Composition and abundance of common metamorphic rock types. In: Handbook of Gechemistry, Ed K. H. Wedepohl, Spring., 1969.
Mercy E. L. P., M. J. O'Hara. Nepheline normative eclogite from Loch Duich, Ross — shire. Scot. J. Geol. 4, 1968.
Meyer H. O. A. Chrome pyrope: an inclusion in natural diamonds. Science, 160, 1968.
Meyer H. O. A., Boyd F. R. Inclusions in diamonds. Carn. Inst. Wash. Yearb. 68, 1970.
Meyer H. O. A., Brookins D. G. Eclogite xenoliths from Stockdale kimberlit pipe, Kansas. Trans. Amer. Geophys. Union, 52, 1971.
Michard A. La zone à staurolite et disthène des Rehamma (Maroc hercynien): une echine thermique tarditectonique. C. R. Ac. Sci. 266, ser. D, 1968.
Miller K. Contr. Miner. Petrol., v. 26, 1970.
Minato M. a. o. The geologic developments of the Japanese islands. Tsukiji Shokan C. Ltd., 1965.
Misch P. Metasomatic granitization of batholitic dimensions. Am. J. Sci. 247, № 4, 1949.
Misch P. Zoned plagioclase in metamorphic rocks. Geol. Soc. Amer. Bull., 65, № 12, pt. 2, 1954.
Misch P. Plagioclase compositions and non — anatectic origin of migmatitic gneisses in Northern Cascade mountains. of Washington state. Contr. Min. Petr., 17, 1968.
Mitchell R. H., Crocket J. H., Mc Nutt K. H. Isotopic composition of strontium in some South African kimberlites. Trans. Amer. Geoph. Un., p. 346, 1969.
Miyashiro A. The chemistry, optics and genesis of the alkali — amphiboles J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sect. II, 11 (1), 1957.
Miyashiro A. Orogeny, regional metamorphism and magmatism in the Japanese islands. Medd. Dansk. Geol. For. 17, Hft 4, 1967.
Monger J. W. H. Geol. Survey of Canada. Paper 68—98, 12—15, 1969.
Moore J. M., Hounslow A. W. Influence of oxidation state of regional metamorphic zoning in pelites. Trans. Amer. Geophys. Union, vol. 47, № 1, 1966.
Morse S. A., Talley J. H. Sapphirine reactions in deep — seated granulites near Wilson — Lake, Central Labrador, Canada. Earth a. planet. Sci. Lett., v. 10, № 3, 1971.
Mottana E. W. R., Church., Edgar A. D. Chemistry, Mineralogy and Petrology of an eclogite from the type locality (Saualpe, Austria). Contr. Min. Petr., 18, 338—346, 1968.
Mottana A., Edgar A. D. The significance of amphibole compositions in the genesis of eclogites. Lithos, vol. 3, № 1, 1970.
Mrha J. Beiträge zur Kenntnis des Kelyphit. Tscherm. Min. Petr. Mitt. B. 19, H. 1—2, 1900.
Mueller R. F. Compositional characteristics and equilibrium relashionships in mineral assemblages of a metamorphosed iron formation. Amer. J. Sci., v. 258, 1960.
Naggar M. N., Atherton M. P. The composition and metamorphic history of some aluminium silicate — bearing rocks from the aureoles of the Donegal granites. J. Petrol. № 11, 1970.
Naha K., Kyanite-chlotitoid-schists from South Dhalbhum and northeastern Mayarbhanj. Quart. J. Geol. Mining Met. Soc. India, 28, 1956.
Netelbeek Th. A. F. Géologie et pétrographie du versant occidental de la région entre verzani et Lugodi Naza (Corse), Thesis Univ. Amsterdam, 1951.
Nicholson R. The structure and metamorpshism of mantling Karagwe — Ankolean sediments of the Ntungamo gneiss dome and their time-relation to the development of the dome. Proceed. Geol. Soc. Lond., № 1612—1618, 1965.

Nicolas A. I. Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). II. Le complexe ophiolites — schistes Lustrés entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Fac. Sci., Nantes, 1966.

Nicolas A., Gagny Cl. Donnes mineralogiques sur l'omphacite et la glaucophane d'un schiste à glaucophane des Alpes piemontaises. Bull. Soc. Franc. Min. Cryst. 87, 1964.

Niggli P. Chloritoidschiefer des nordöstlichen Gotthardmassives. Beiträge geol. Karte Schweiz., N. E. 36, 1912.

Niggli E. Mineralzonen der alpinen Metamorphose in den Alpen. Rep. Internat. geol. Congr. XXI session, Pt. XIII, 1960.

Niggli E. Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. Fortschr. Miner., 47, 1, 1970.

Niggli E., Niggli C. R. Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in Schwezer Alpen (Stilpnomelan, Al — Kali — Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disten, Sillimanit). Ecl. geol. helv. 58, № 1, 1965.

Nikitin W., Klemen R. Crossit aus Vodno bei Skoplje. N. Jb. Miner. Abh., 74, 1938.

Nitsch K. H. Die Stabilität von Lawsonit. Naturwissenschaften, v. 55, № 8, 1968.

Nitsch K. H. Stabilitätsbeziehungen von Prehnit und Pumpellyit — haltigen Paragenezen. Contrib. Mineral. Petrol. vol. 30, № 3, 1971.

Nitsch K. H., Zimmermann H. D. The lawsonite — albite and lawsonite — glaucophane facies. Upper Mantle Project, Progress report 1963—1967. Kommitee der Bundesrepublik Deutschland, 1967.

Nixon P. N., Knorring O. von Rooke J. M. Kimberlites and associated inclusions of Basutoland: a mineralogical and geochemical study. Amer. Miner. vol. 48, № 9—10, 1963.

Nixon P. H., Hornung G. A new Chromium garnet and member, knorringite, from kimberlite. Amer. Miner. vol. 53, № 11—12, 1968.

Nockolds S. R. Average chemical composition of some igneous rocks Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 65, № 10, 1954.

Nureki T. Geological relations of the Sangun metamorphic rocks to the «non-metamorphic» Paleozoic formations in the Chugoku province. Mem. Jap. Geol. Soc. № 4, 1969.

Offler R., Fleming P. D. A synthesis of folding and metamorphism in the Mt Lofty Ranges, South Australia. J. Geol. Soc. Austr. 15, 1968.

O'Hara M. J. A garnet — hornblende — pyroxene rock from Glenelg, Invernesshire. Geol. Mag., 97, 1960.

O'Hara M. J. Mineral paragenesis in ultrabasic rocks. In: Ultramafic and related rocks., Ed. P. J. Wyllie, 1967.

O'Hara M. J. Upper mantle composition inferred from laboratory experiments and observations on volcanic products. Phys. Earth Planet. Inter., 3, 1970.

O'Hara M. J., Mercy E. L. P. Petrology and petrogenesis of some garnetiferous peridotites. Trans. Roy. Soc. Edinb., 65, № 12, 1962, 1963.

O'Hara M. J., Mercy E. L. P. Eclogite, peridotite and pyrope from the Navajo County, Arizona and New Mexico. Amer. Miner., 51, 1966.

O'Hara M. J., Yoder H. S., Jr. Formation and fractionation of basic magmas at high pressures Scott, J, Geol., 3, 1967.

Onuki H. Mineral paragenesis of glaucophanitic metamorphism. Specially on Franciscan and Sanbagawa metamorphic rocks. J. Jap. Ass. Miner. Petr. Econ. Geol., 56, № 2, 1966.

Onuki H., Ernst W. G. Coexisting sodic amphiboles and sodic pyroxenes from blueschist facies metamorphic rocks. Miner. Soc. Amer. Spec, Pap. 2, 1969.

Oxburgh E. R. Petrological evidence of amphibole in the Upper Mantle and its petrogenesic and geophysical implications. Geol. Mag., 101, № 1, 1964.

Pavelescu L. Contributions à l'étude de quelques éclogites de Monts de Sebes. Acad. R. P. R. Bull. Sci. Sect. Geol.— Geogr, 2/1, 1957.

Pavelescu L., Pavelescu M. Zonal correkations in the crystalline schists of the Southern Carpatiens. Acta Geol. Ac. Sci. Hung., 13, 1969.

Pecora W. T. et al. Mica deposits in Minas Gerais, Brazil. U. S. Geol. Surv. Bull., 964—C, 1950.

Petcovic M. Mikroskopski opis stena sa Ljubotena na Saru. Geol. Annali. Balkan, VI/1, 1903.

Peterlongo J. M. Les ophiolites et le métamorphisme à glaucophane dans le massif de l'Inzecca et la région de Vezzani (Corse). Bull. Bur. rech. geol., et minières, Sec. 4, № 1, 1968.

Peters Tj. Mineralogie und Pterografie des Totalpserpentins bei Davos Schweiz. Mio. Petr. Mitt. B. 43, Hft. 2, 1963.

Peyronel P. G., Boriani A. Metamorfisme crescente nelle metamorfiti del «Massiccio dei Laghi», nella zona bassa Val d'Ossola — Verbania. Rend. Soc. miner. Ital., 23, 1967.

Phinney W. C. Phase equilibria in the metamorphic rocks of St. Paul island and Cape North, Nova Scotia. J. Petrol., 4, № 1, 1963.

Pichamuthu C. S. The Precambrian of India. In: Rankama K (Ed) — The Precambrian., vol. 3, 1967.

Pinus G. V., Agafonov L. V., Velinsky V. V. Eclogite — like rocks of the Anadyr — Koryak folded system. Pacific Geol., 2, 1970.

Plas L. van der. Petrology of the northern Adula region Switzerland (witch particular reference to glaucophane — bearing rocks). Leidse Geol. Med., 24, 1959.

Pomirleanu V., Apostoloiu A., Maieru O. Temperature de cristalizare a destenului din crystalinul sebesului. Anal. Stiint. Univ. Al. J. Cuza Sect., II, t. XI, 1965.

Pouba Z. Bedingungen der Entstehung der Korund — und Magnetit — Paragenese. Probl. Paragen. Miner., Element und Isotopen, t. II, 1968.

Prindle L. M. Kyanite and vermiculite deposits of Georgia. Bull. Geol. Surv. Georgia., № 46, 1935.

Puga E. Tres variedades de cloritoide en Sierra Navada (córdilleras beticas, Espana). Cuad. geol. Univ. Granada, 1, № 1, 1970.

Purtscheller F. Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler — Stubaier Altkristallins. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 13, H. 1, 1969.

Quitzow H. W. Diabas — Porphyrit und Glaukophangesteine in der Trias von Nordkalabrien. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math., phys. kl. Fachgr. IV, N. F., 1, 1935.

Quodling F. M., Roy J. Soc. N. S. W., 97, 1964.

Raffaelli P., Magdalenic Z. Metamorphic and magmatic rocks in Gvozdansko — Brezovo Polje area (Banija). Bull. Sic. Cons. Ak. Sci., et Arts RSEY, A15, № 9—10, 1970.

Pamdohr P. Die Lagerstätte von Broken Hill in New South Wales. Heidelberger Beitr. Miner., № 2, 1950.

Ravasz-Baranyai L. Eclogite from the Meczek Mountains, Hungary. Acta Geol. Ac. Scient. Hung. 13, № 1—4, 1969.

Ray S. Zonal metamorphism in the Eastern Himalaya and some aspects of local geology. Quart. J. Geol. Min. Met. Soc. Ind., 19, 1947.

Ray S., Jena B. H. Kyanite veins in gabbro, Mayarbhan State. Q. J. Geol. Min. Met, Soc. Ind., 15, № 4, 1943.

Read H. H. The metamorphic geology of Unst in the Shetland islands. Quart. J. Geol. Soc. Lond., 90, 1934.

Read H. H. Granitization and mineral. deposits. Geol. Mijnb., New Ser., v. 16, № 4, 1954.

Read H. H. The granite controversy. Thomas Murby Co., Lond., 1957.

Reichtwalter P. Niekol'ko poznamek k vyskutu glaucofanickych hornin v okoli Hacavy. Geol. prace GUDS. Sav Zpravy, № 53, 1970.

Reid J. B., Jr., Frey F. A. Rare earth distribution in lherzolite and garnet pyroxenite xenoliths and the constitution of the Upper Mantle. J. Geophys. Res., 76, № 5, 1971.

Reid R. R. Metamorphic rocks of the Northern Tobacco Root Mountains, Madison County, Montana. Geol. Soc. Am. Bull., 74, 1963.

Reinhardt B. Geologie und Petrographie der Monte — Rosa Zone, der Sesia Zone und des Canavese in Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loano. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 46, H. 2, 1966.

Reinsch D. Das Kristallin von Callizzano, Ligurische Alpen. N. Jb. Min. Abh., 105, 1, 1966.

Richardson S. W. Staurolite stability in a part of the system Fe—Al—Si—O—H. J. Petrol., 9, 1968.

Richardson S. W., Gilbert M. C., Bell P. M. Experimental determination of kyanite — andalusite and andalusite — sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. Am. J. Sci., 267, 1969.

Rickwood P. C. The nature and occurence of non — eclogitic ultramafic xenoliths in the kimberlites of Southern Africa. Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ., № 2, 1970

Rickwood P. C., Mathias M., Siebert J. C. A study of garnets from eclogite and peridotite xenoliths found in kimberlite. Contr. Min. Petr., 19, 1968.

Rickwood P. C., Gurney J. J., White-Cooper D. A. The nature and occurences of eclogitic ultramafic xenoliths in the kimberlites of Southern Africa. Geol Soc. S. Afr. Spec. Publ., № 2, 1970_1.

Rickwood P. C., Mathias M. On diamondiferous eclogites xenoliths in kimberlite. Lithos, vol. 3, № 3, 1970_2.

Ringwood A. E. Constitution of the Mantle, 3. Geoch. Cosmoch. Acta 15, 1958

Ringwood A. E. Rhase transformations and the constitution of the Mantle. Phys. Earth Planet. Inter., 3, 1970.

Ringwood A. E., Lovering J. F. Significance of pyroxene — ilmenite intergrowths among kimberlite xenoliths. Earth Planet. Sci. Let. № 7, 1970.

Ringwood A. E., Major A. Synthesis of majorite and other high pressure garnets and perovskites Earth Planet. Sci. Lett. vol. 12, 1971.

Roever W. P., de Preliminary notes on the glaucophane — bearing and other crystalline schists from southeast Celebes, and on the origin of glaucophane — bearing rocks. Proc. Kon. Ned. Ak. Wet., 53, 1950.

Roever W. P., de. Genesis of jadeite by low — grade metamorphism. Am. J. Sci., 253, 1955.

Roever W. P., de. Some differences between post — Paleozoic and older regional metamorphism. Geol. en Mijnb. nw. ser. 18, 1956.

Roever W. P., de. On the cause of the preferential distribution of certain metamorphic minerals in orogenic belts of differentage. Geol. Rundschau, 54, 1964.

Roever W. P., de, Nijhuis H. I. Plurifacial alpine metamorphism in the eastern Betic Cordilleras (SE Spain), with special reference to the genesis of the glaucophane. Geol. Rundschau, 53 № 1, 1964,

Roques M. Les schistes cristallins de la partie S. O. du Massif Central Francais. Mem. Serv. Explic. Carte Geol. Det. Fr., Paris, 1943.

Rost F., Grigel W. Zur Geochemie und Genese granatführendes Ultramafitite des mitteleuropäischen Grundgebirges. Chemie der Erde. B. 28, № 1/2, 1969.

Routhier R. Étude géologique du versant occidental de la Nouvelle — Calédonie entre le Col de Boghen et la Pointe d'Arama. Mem. Soc. Geol. Fr., Ser. 32, 67, 1953.

Roy B. C. The economic geology and mineral resources of Rajastan and Ajmer. Mem. Geol. Soc. India., vol. 86, 1959.

Roy S., Mitra F. N. Mineralogy and genesis of the gontides associated with metamorphic manganese ore bodies of Madnya Predesh and Maharastra. Proc. Nat. Inst. Sci. India, A30, № 3, 1964.

Saggerson E. P. Eclogite nodules associated with alkaline olivine basalts, Kenya. Geol. Rundschau, 57, 3, 1968.

Sahlstein. T. G. Petrographie der Eklogiteinschlüsse in den Gneisen des südwestlichen Liverpool — Landes in Ostgrönland. Medd. Grönl., 95, 1935.

Sakaki M., Yamamoto H. Meta — gabbro in the Yamaga district, Kumamoto prefecture. Shibata Mem. Vol. 1967.

Saksela M. Die Entstehung der Outokumpe — Erze in Lichte der tektonischmetamorphen stoffmobilisierung. N. Jb. Miner. Abh. Bd. 91, 1957.

Saliot P. Sur la présence et la signification de la lawsonite dans la cordillère côtière du Chili (I Pe de Chiloe). C. R. Ac. Sci., D267, № 15, 1968.

Sanders L. D. The status of sillimanite as an index of metamorphic grade in the Kenya basement system. Geol. Mag., 91, № 2, 1954.

Sarkar A. K. Kyanite mineralization in relation to tectonic and metamorphic cycles of Lapsa Buru, Singhbuum district, Bihar. Sic. a Culture, 32, 1966.

Sato M., Wright T. L. Oxygen fugacities directly measured in magmatic gases. Science, v. 153, 1966.

Sato M., Helz R. T. Oxygen fugacity values of Apollo — 12 basaltic rocks. 2nd Lunar Sci. Conf. Abstr. Vol., 1971.

Sattran V. Zur Petrogenesis einiger erzgebirgischen Amphibolite und

Sauer A., Schalch E. Ueber die Ferbreitung des Eklogites im SW Theile des Erzgebirges. N. Jb. Min. 1884, II, 27.

Savu H. Conditiile de formare a unor minerale de Ti, Si, Fe in zona en disten, staurolit, si almandin din provincia metamorfica a muntilor semenic. Dari seama sednit. Com. Stat. geol. RSR, 55, 1970.

Savu H., Vasilin C., Udrescu C. Variatia compositiei chimice a granatilor piralspitici si a biotitelor din zonele metamorfice ale cristalinulni muntilor semenic. St. Si cerc. de geol. geof. si geogr., Ser. geologie, t. 12, № 1, 1967.

Scharbert H. G. Die Granulite des Südlichen niederösterreichischen Moldanubikums (I Teil). N. Jahrb. Min. Abhdl., 100, 59—86, 1963. II Teil. N. Jahrb. Min. Abh. B 101, Hft 1, 1964.

Scharbert H. G. Beobachtungen am Granulitkörper von St. Leonard am Horner Wald Niederösterreichisches Waldviertel). Anz. Österr. Akad. Wiss. Math. — naturwiss. Kl. 104, № 1—14, 1967.

Scheumann K. H. Über eine Gruppe bisher wenig beachteter Orthogneise des Granulitgebirge und deren Einschlichtung. Min und Petr. Mitt. 47, 1936.

Scheumann K. H. Uber die Genesis des Sächsischen Granulits. N. Jb. Miner. Abh. 96, 1961.

Schmidt D. L. Reconnaissance Petrographic Cross Section of the Idaho Batholith in Adams and Valley Counties, Idaho. Geol. Surv. Bull. 1181—89. U.S. Govern. print. off. Washington, 1964.

Schmidt K. Die Eklogitborkommen des kristallinen Grundgebirges in NE Bauern. I. Der Granat der Eklogite, Eklogit — amphibolite und Grenatamphibolite des Münchberger Gneisgabietes. N. Jb. Miner. Abh. 107, 1967.

Schmitt H. H. Metamorphic eclogites of the Eiksund area, Sannmore, Norway. Am. Geophys Union Trans. 43, 128, 1964.

Schreyer W. Metamorpher Übergang Saxothuringikum — Moldanubikum östlich Tirschernrenth/Opf., nachgewissen durch phasenpetrologische Analyse. Geol. Rundschau, 55, № 2, 1966.

Schreyer W., Chinner G. A. Staurolite — quartzite bands in kyanite quartzite at Big Rock, Rio Arriba County, New Mexico. Contr. Mineral. Petrology, 12 (3), 1966.

Schürmann H. M. E. Massengesteine aus Cuba. N. Jb. Min. 70, Hft. 2, 1955.

Schürmann H. M. E. Beiträge zur Glaucophanfrage (1). N. Jb. Min. Mh. 49—68, 1951; (2). N. Jb. Min. Abh. 85, 303—394, 1953; (3) N. Jb. Min. Abh., 89, 1956.

Schürmann H. M. E. The geology of the glaucophane rocks in Taiwan, India, Iran, Iraq and New Caledonia. Geologie en Mijnbouw, 20, № 5, 1958.

Schwander H., Wenk E. Studien mit der Röntgen — Mikrosonde an basischen Plagioklasen alpiner Metamorphite. Schweiz. Min. Petr. Mitt. B. 47, Hft 1, 1967.

Sclar C. B. High- pressure studies in the system $MgO—SiO_2—H_2O$. Phys. Earth Planet. Inter., vol. 3, 1970.

Seifert F., Langer K. Stability relations of chromium kyanite at high pressures and temperatures. Contr. Miner. Petrol. 28, 1970.

Seki Y. Jadeite in Sanbagawa crystalline schists of Central Japan. Amer. J. Sci. 258, 1960.

Seki Y. Notes on rock — forming minerals (17). Jadeite from Kanasaki of the Kanto Mountains, Central Japan, J. geol. Soc. Japan, 67, 101, 104, 1961_1.

Seki Y. Geology and metamorphism of Sanbagawa crystalline schists in the Tenryu district, Central Japan, Sci. Rep. Saitama Univ., Ser. B, vol. 4, p. 75—92, 1961_2.

Seki Y. Low-grade metamorphic rocks in the Yaguki district, Abukuma plateau. Journ. Jap. Ass. Mineral. Petrol. Econ. Geol. v. 48, № 1, 1962.

Seki Y. Jadeitic pyroxene found as pebbles in lower Cretaceous formation of the Kanto Mountains, Central Japan, Journ. Jap. Ass. Min. Pet. Econ. Geol., vol. 53, 1965.

Seki Y., Aiba Y., Kato C. Metamorphic zoning of the Sanbagawa terrain in the Sibukawa district, Japan. J. Geol. Soc. Japan, 65, 1959.

Seki Y., Aiba M., Kato C. Jadeite and associated minerals of the metagabbroic rocks in the Sibukawa district, Central Japan. Amer. Mineral., vol. 45, 1960

Seki Y., Aiba M. Jadeite — bearing rocks in Kamuikotan metamorphic terrain of the Mitulsi district, Hokkaido. J. Jap. Ass. Mineral. Petrol. Econ. Geol. v. 45, № 6, 1961.

Shams F. A. An occurrence of kyanite pseudomorpjs after andalusite from Amb state, West Kakistan. Min. Mag. vol. 35, № 272, 1965.

Sheppard S. M. F., Schwarcz H. P. Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. Contr. Min. and Petrol. vol. 26, № 3, 1970.

Shimizu N. Potassium contents of synthetic clinopyroxenes at high pressures and temperatures. Earth. Planet. Sci. Lett. vol. 11, № 5, 1971.

Singh S. K. On the occurence of kyanite in Delhi system. Res. Bull. Panjab. Univ., 17, № 1—2, 1966.

Skinner B. J. The geology and metamorphism of the Nairne piritic formation, a sedimentary sulfide deposit in South Australia. Econ. Geol., v. 53, № 5, 1958.

Smith L. L., Newxome R. J. Geology of kyanite deposits at Henry Knob, S. Carolina. Econ. Geol., vol. 46, № 7, 1951.

Smulikowski W. Gnejsy Sowiej Kopy kolo stronia Slauskiego.. Arch. Miner. t. 22, z. 1, 1959.

Smulikowski K. Comments on eclogite facies in regional metamorphism Report 22 — Sess., IGC, XXI, Copenhagen, 1960.

Smulikowski K. An attemprt at eclogite classification. Bul. Ac. Pol. Sci. ser Geol. Geogr., vol. XII, 4, 1964.

Smulikowski K. Eklogity gor Snieznickich w Sudetach. Geol. Sudetica. 3. 1967.

Snelling N. J. Notes on the Petrology and Mineralogy of the Barrovian metamorphic zones. Geol. Mag., 94, 1957_1.

Snelling N. J. A note on the composition of staurolite from Caenlochan schists. Min. Mag. vol. 31, № 238, 1957_2.

Snetsinger K. G., Keil K., Bunch T. E. Chromite from «equilibrated» chondrites. Amer. Min. 52, 1967.

Sobolev N. V. Eclogites and pyrope peridotites from the kimberlites of Yalutia. Phys Earth. Planet. Inter., vol. 3, 1970.

Sobolev N. V., Jr., Kuznetsova I. K., Zyuzin N. I. The petrology of grospydite xenoliths from the Zagadochnaya kimberlite pipes in Yakytia. J. Petrol vol. 9, № 2, 1968.

Sobolev N. V., Jr. Some specific features of distribution and transportation of xenoliths in the kimberlitic pipes of Yakutia. J. Geophys. Res., vol. 76, № 5, 1971_1.

Sobolev N. V., Jr., Lavrent'ev Yu. G. Isomorphic sodium admixture in garnets formed at high pressures. Contr. Miner. Petrol. 31, 1971_2.

Sobolev N. V. Chrome — rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their paragenesis. Contr. Min. Petrol., 40, 1973.

Somajulu P. K. Nature and composition of garnets and grade of regional metamorphism in Sand Mata metapelites. Rajasthan. Geol. Soc. India, Bull. 6, № 3, 1969.

Sprigg R. C. Sedimentation in the Adelaide geosyncline and the formation of continental terrace. Glaesiner M. F. a. Rudd E. A. (Eds). Sir Douglas Mawson Anniversary volume pp. 153—159. Adelaide, 1952.

Spry A. The occurence of eclogite on the Lyell Highway, Tasmania. Miner. mag. vol. 33, № 262, 1963.

Staub R. Ueber ein Glaucophangestein aus dem Avers. Eclogae Geol. Helv., v. 16, 1921.

Stelcl J. Über die Sillimanit — Andalusit — Disthen — Paragenese von Mineralen, Elernenten und Isotopen, t. II, Leipzig, 1968.

Sterrett D. B. Mica deposits of the United States. US Geol. Survey Bull., № 740, 1923.

Streckeisen A. Geologie und Petrographie die Flüelagruppe (Graubünden). Schweiz. min. petr. Mitt., vol. 8, 1928.

Stukey J. L. Origin of kyanite. Econ. Geol. vol. 30, № 4, 1935.

Sturt B. N. The composition of gernets from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism. J. Petrol .3, 181—191, 1962.

Suk M. Material characteristics of the metamorphism and migmatization of Moldanubian paragneises in Central Bohemia. Krystalinikum, 2, 1964.

Suk M. K problemu mapovani metamorfnich zon v Ceskim masivu. Vêstn. Ustřed. ustavu geol., 44, № 4, 1969.

Sullivan C. Ore and granitization. Econ. Geol. v. 43, № 6, 1948, vol. 44, № 4, 1949.

Sutton J. R. Inclusions in diamond from South Africa. Mining Mag. London, 19, 1921.

Sutton J. R. Some structural problems in the Scottish Highlands. Int. geol. Cong., 21 (18), 1960.

Sutton J. R., Watson J., James T. C. A study of metamorphic rocks of Karema and Kungwa Bay, Western Tanganyika. Bull. Tanganyika. Geol. Surv. Dept. 22, 1954.

Switzer G. Mineralogy of the California glaucophane schists. Calif. Div. Mines Bull. 161, 1951.

Switzer G., Melson W. G. Partially melted kyanite eclogite from the Roberts Victor mine, South Africa. Smiths Contrib. Earth Sci., № 1, 1969.

Tagiri M. Metamorphic rocks of the Hitachi district in the Southern Abukuma plateau. J. Jap. Assoc. Miner. Petrol. a. Econ. Geol. v. 65, № 3, 1971.

Tatsumoto M., Nicolaysen L. O. Distribution of lead uranium and thorium in eclogite inclusions in kimberlite. Trans. Amer. geophys. Union, 1969.

Taylor H. P., Coleman R. C. O^{18}/O^{16} ratios of coexisting minerals in glaucophane-bearing metamorphic rocks. Geol. Soc. Amer. Bull. v. 79, 1968.

Tazaki K. Alkali amphibole — bearing rocks in the Kamuikotan belt of the southwestern prt of asahigawa, central Hokkaido. Earth Sci. (Chikyu Kakaku) № 71, 1964.

Teale E. O. Geological survey of Tanganyika Territory. Waterlow a. Sons, 1922.

Tex Den E., Vogel D. E. A «Granulitgebirge» at Cabo Ortegal (N. W. Spain). Geol. Rundschau, 52, 1962.

Tex Den E. Metamorphic lineages of orogenic plutonism. Geol. Mijnbouw. 44, 1965.

Thompson J. B., Jr., Norton S. A. Paleozoic regional metamorphism in Now England and adjacent areas. In: Studies in Appalachian geology, John Wiley a. Sons, 1968.

Thorman Ch. H. Metamorphosed and non-metamorphosed paleozoic rocks in the Wood Hills and Pequop Mountains. Northeast Nevada. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 81, № 8, 1970.

Tilley C. E. Metamorphic zones in the Southern Highlands of Scotland. Quarter. Geol. Soc. of Lond., 86, 1925.

Tilley C. E. The paragenesis of kyanite eclogites. Miner. Mag., 24, 1936.

Tilley C. E. Kyanite-gedrite parageneses. Geol. Mag., 76, № 901, p. 1939.

Trommsdorff V. Progressive Metamorphose Kiesaliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernia und Simplon. Schweiz. Min. Petrogr. Mitt., B. 46, Hft 2, 1966.

Vejnar Z. The petrogenetic interpretation of kyanite, sillimanite and anadalusite in South-Western Bohemian crystalline complexes. N. Jb. Miner. Abh., 104, 2, 1966.

Velde B. Etude mineralogique d'une éclogite de Fay — de Bertagne (Loire Atlantique). Bull. Soc. Franc. Min. Crist., 89, 1966.

Velde B. Note sur on micaschist à chloritoide et glaucophane de l'ile de Groix. Morhhiban. Bull. Soc. franc., mineral. et cristall. 90, № 2, 1967.

Velde B. Les eclogites de la region Nantaise (de Campbon au Cellier, Loire—Atlantique). Bull. Soc. franc. min. crist., vol. 93, 1970.

Velde B., Kornprobst I. The stability of the hydrated aluminium silicated. Contr. Miner. Petr. vol. 21, № 1, 1969.

Velde B., Herve F., Kornprobst I. The eclogite-amphibolite transition

at 650° C and 6,5 kbar pressure, as exemplified by basic rocks in the Uzerche area, Central France. Amer. Min. vol. 55, 1970.

Vendl A. Das Kristallin des Sebes und Zibins-Gebirges. Geologica Hangarica, ser. geol., T. IV, 1932.

Verhoogen J. Petrological evidence of temperature distribution in the mantle of the Earth Geoph. Union, vol. 35, № 1, 1954.

Viola C. Das Vorkommen von Lawsonit in der Basilicata (Unteritalien). Zf. f. Krist. 28, 1897.

Vogel D. E. Petrology of an eclogite and pyrigarnite — bearing polymetamorphic rock complex at Cabo, Ortegal, N. W. Spain. Leidse Geol. Med., 40, 1967.

Vogel D. E., Garlick G. D. Oxygene-isotope ratios in metamorphic eclogites. Contr. Miner. a. Petrol. vol. 28, № 3, 1970.

Vrâna S. Chloritoid and kyanite zone of Alpine metamorphism on th boundary of the cemerides and the veporides (Slovakia) Krystalinikum, 2, 1964.

Vrana S., Vosar J. Mnerálna asociasia pumpelyit — prehnit — kremennej facie z Nizkich Tatier. Geol. prace GUDS. SAV Zpravy № 49, 1969.

Wagner P. A. Diamantführenden Gesteine Südafrikas Ihre Abbau und ihre Aufbereitung. Berlin, 1909.

Wagner P. A. The evidence of the kimberlite pipes on the constitution of the outer part of the Earth South Afr. J. Sci. 25, 1928.

Warnaars F. W. Petrography of a peridotite-amphibolite and gabbro-bearing polyorogenic terrain NW of Santiago de Compostella (Spain). Ph. D. Thesis Univ. Leiden 208 pp., 1967.

Washington M. A chemical study of the glaucophane schists. Amer. J. Sci. 11, 1901.

Watson J. The Pre-Cambrian gneiss complex of Ness, Lewis, in relation to the effects of Laxfordian generation. Scottish Journ. of Geol., v. 5, p. 3, 1969.

Watson K. D. Kimberlite pipes of northeastern Arizona. In: Ultramafic and related rocks. P. J. Wyllie ed., 1967.

Watson K. D., Morton D. M. Eclogite inclusions in kimberlite pipes at Garnet Ridge, Northeastern Arizona, Amer. Miner. vol. 54, 1969.

Weiss J. V. Wissahichon schist at Philadelphia, Pennsylvania. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 60, 1949.

Wenk E. Plagioclas als Indexmineral in den Zentralalpen. Schweiz. mineral. und petr. Mitt., 32, № 1, 1962.

Wenk E., Keller F. Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 49, 1969.

Wieseneder H. Beiträge zur Kenntnis der ostalpinen Eklogite. Min. Petr. Mitt., B. 46, 1934.

Williams A. F. The genesis of the diamond. Lond., vol. 1, 2, 1932.

Winkler H. C. F. Wandel auf dem Gebiet der Gesteinsmetamorphose. Geol. Rundschau, 57, № 3, 1969.

Witike J. P. Solubility of iron in TiO_2 (rutile). J. Amer. Ceram. Soc. v. 50. (II), 1967.

Wolff T. von. Methodisches zur quantitativen Gesteins- und Mineral-Untersuchung mit Hilfe der Phasenanalyse (Am beispiel der mafischen komponenten des Eklogites von Silberbach). Tsch. min. petr. Mitt. N. F. 54 ,1942.

Workman D. R. Aspects of the metamorphism of the Lomagundi in Northern Lomaqundidistrict, Rhodesia. Trans. Geol. Sac. South Africa, vol. 69, 1966.

Workman D. R., Cowperthwaite J. A. An occurence of kyanite — pseudomorphic andalusite from S. Rhodesia. Geol. Mag. vol. 100, № 5, 1963.

Woyno H., Jahrb. Miner., Beil. Bd. 33, 1912.

Wychoff D. Metamorphic facies of the Wissahickon sehist near Philadelphia, Pensylvania. Geol. Soc. Amer. Bull. 63. 1952.

Wyllie P. J. The nature of Mohorovicic Discontinuity, a compromise. J. Geophys. Res., vol. 68, 15, 1963.

Wyllie P. J. Ultramafic rocks and the Upper Mantle. Miner. Soc. Am. Spec. Publ. № 3, 1970.

Wyllie P. J. Role of water in magma generation and initiation of diapiric uprise in the Mantle. Journ. Geophys. Res., vol. 76, № 5, 1971.

Yamaguchi M. Petrogenic significance of ultrabasic inclusions in basaltic rocks from Southwest Japan. Mem. Fac. Sic. Kyushu Univ. D. Geol. 15, 1964.

Zarther W. R. Beitrag zur Kenntnis des Amphibolgesteine und Eklogite im Erzgebirge. Lithos 70 (1922).

Zen E-an a. o. Studies of Appalachian Geology. New York, 1968.

Zwart H. J. Orogenesis and metamorphic facies series in Europe. Meddel. Dansk. Geolog. For. 17, B. 4, 1971_1.

Zwart H. J. a. o. A scheme of metamorphic facies for the cartographic representation of regional metamorphic belts. US Geol. Newsletter, № 2, 1967_2.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие. *В. С. Соболев* 3

Глава I. Фации дистеновых сланцев и гнейсов. Общие вопросы характеристики фаций. *В. В. Хлестов* 5

§ 1. Определение и объем фаций 5
§ 2. Минералы и минеральные ассоциации дистеновых фаций 8
§ 3. Термодинамические условия образования пород дистеновых фаций . 15
§ 4. Влияние колебаний *PT*-параметров на минеральные парагенезисы дистеновых фаций и вопросы их подразделения 18
§ 5. Анатексис при высоких давлениях 28
§ 6. Геологическое положение дистенсодержащих метаморфических комплексов 31

Глава II. Минералого-петрографический обзор дистенсодержащих метаморфических комплексов Европы, Азии, Северной Америки, Африки, Австралии и Антарктиды. *В. В. Хлестов* 35

§ 7. Европа 35
§ 8. Азия 52
§ 9. Северная Америка 66
§ 10. Африка, Австралия и Антарктида 76

Глава III. Фация (фации) глаукофановых сланцев (C_4). *Н. Л. Добрецов* . 80

§ 11. Определение, объем и подразделения фации 80
§ 12. Минералы, минеральные ассоциации и минералогические геотермобарометры 85
§ 13. Петрохимия и генезис глаукофановых сланцев 96
§ 14. Глаукофан-сланцевые пояса Тихоокеанского складчатого обрамления 107
§ 15. Глаукофан-сланцевые пояса Урало-Тяньшаньской и Алтае-Саянской областей 124
§ 16. Глаукофан-сланцевые пояса Альпийско-Средиземноморской и прочих областей 132

Глава IV. Эклогиты в земной коре. *Н. В. Соболев, В. С. Соболев, Н. Л. Добрецов* 147

§ 17. Проблема генезиса эклогитов и положение эклогитовой фации в земной коре. *В. С. Соболев, Н. Л. Добрецов, Н. В. Соболев* 147
§ 18. Минералогия эклогитов. *Н. В. Соболев.* 152
§ 19. Петрохимия эклогитов. *Н. Л. Добрецов, Н. В. Соболев* 157
§ 20. Эклогиты сланцево-гнейсовых комплексов СССР. *Н. Л. Добрецов, Н. В. Соболев* 162
§ 21. Эклогиты сланцево-гнейсовых комплексов Европы и других континентов. *Н. В. Соболев* 172
§ 22. Эклогиты глаукофан-сланцевых комплексов. *Н. Л. Добрецов, Н. В. Соболев* 191

Глава V. Вещественный состав и фации верхней мантии. *Н. В. Соболев* . 202

§ 23. Схема фаций верхней мантии 202
§ 24. Перидотитовые и эклогитовые включения в базальтоидах . . . 204
§ 25. Минералогия, парагенезисы и состав пород фаций высоких давлений верхней мантии 213
§ 26. Фация пироповых перидотитов и эклогитов с графитом 234
§ 27. Фация алмазоносных перидотитов и эклогитов 241

Глава VI. Некоторые общие проблемы метаморфизма 249

§ 28. Типы регионального метаморфизма. *Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, В. В. Хлестов* 249
§ 29. Факторы и модели регионального метаморфизма. *В. В. Хлестов, Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев* 252
§ 30. О составе мантии и некоторых вопросах образования магмы *В. С. Соболев, Н. В. Соболев* 269

Глава VII. Метаморфические формации и связь с ними полезных ископаемых 278

§ 31. Принципы выделения и классификация регионально-метаморфических формаций. *Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, В. В. Хлестов* 278
§ 32. Связь полезных ископаемых с метаморфическими фациями и формациями. *Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, В. В. Хлестов* . 290

Список литературы 302